



**REPÚBLICA DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCION GENERAL DE AGUAS**

MANUAL DE GLACIOLOGIA.

VOLUMEN N°2

Apuntes de clases

REALIZADO POR:

GEOESTUDIOS LTDA.

S.I.T. N° 167

Santiago, Diciembre 2008

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas, Transportes y Telecomunicaciones
Ingeniero Civil Industrial Sr. Sergio Bitar C.

Director General de Aguas
Abogado Sr. Rodrigo Weisner L.

Jefe Unidad de Glaciología y Nieves
Geógrafo Sr. Gonzalo Barcaza S.

Profesional a Cargo
Ingeniero Civil Sr. Fernando Escobar

GEOESTUDIOS LTDA..

Jefe de Proyecto
Geólogo Cedomir Marangunic D.

Profesionales

Ingeniero Paula Marangunic V.
Ingeniero M. Pilar González G.

**I. INDICE.**

	Página
I. INDICE.....	i
II. INTRODUCCIÓN.....	1
1 ASPECTOS GENERALES DEL CURSO.....	1
1.1 OBJETIVO DEL CURSO.....	1
1.2 REQUISITOS.....	1
1.3 DURACIÓN Y METODOLOGÍA DEL CURSO.....	1
1.4 EVALUACIÓN DE LOS PARTICIPANTES.....	2
1.5 PROFESORES.....	2
1.6 CONTENIDO DE LAS CLASES Y TEMAS NO TRATADOS.....	2
1.7 ORGANIZACIÓN GENERAL DEL CURSO Y LIMITACIONES.....	2
1.8 DEFINICIÓN DE TÉRMINOS, ABREVIATURAS Y UNIDADES.....	3
2 ANTECEDENTES Y AGRADECIMIENTOS.....	3
3 LIMITACIONES.....	3
III. APUNTES DE CLASES.....	3-1
1 DEFINICIÓN Y CLASIFICACION DE GLACIARES.....	1-1
1.1 DEFINICIÓN DE GLACIAR.....	1-1
1.1.1 ¿Qué es la glaciología y que son los glaciares?.....	1-1
1.1.1.1. Características.....	1-1
1.1.1.2. Clasificación y ocurrencia.....	1-10
1.1.2 Tipos de glaciares en Chile.....	1-10
1.2 ¿PORQUÉ IMPORTAN LOS GLACIARES?.....	1-10
1.2.1 Fuentes y reservas de agua dulce, y reguladores de caudales.....	1-10
1.2.2 Valor paisajístico.....	1-11
1.2.3 Biodiversidad y humedales.....	1-11
1.2.4 Indicadores de cambios climáticos.....	1-12
1.3 EMPLEO DE ISÓTOPOS EN GLACIOLOGÍA.....	1-12
1.3.1 Isótopos comúnmente empleados.....	1-12
1.3.2 El análisis de isótopos estables.....	1-13
1.4 CLASIFICACION DE AHLMAN.....	1-15
1.5 CLASIFICACIÓN UNESCO.....	1-16
1.5.1 Aspectos generales.....	1-16
1.5.2 Clasificación primaria de glaciares.....	1-17
1.5.3 Clasificación según la forma del glaciar.....	1-19
1.5.4 Clasificación según las características del frente o de la lengua terminal del glaciar.....	1-20
1.5.5 Clasificación según el perfil longitudinal del glaciar.....	1-22
1.5.6 Clasificación según la fuente principal de alimentación.....	1-23
1.5.7 Clasificación según la actividad de la lengua.....	1-23
1.5.8 Clasificación según las morrenas.....	1-24
1.6 CLASIFICACIÓN SEGÚN LA TEMPERATURA DE LA MASA DE HIELO.....	1-24
1.7 EL PROBLEMA DE LA CLASIFICACIÓN DE GLACIARES DE ROCA.....	1-26
1.7.1 Las impurezas en los glaciares.....	1-26
1.7.2 Proposición de clasificación de glaciares según contenido (o grado) de impurezas.....	1-31



1.7.3	Otras características de los glaciares de roca.....	1-32
1.8	CLASIFICACIÓN DE CANADA.....	1-33
1.9	CLASIFICACIÓN GLIMS.....	1-33
2	EXPLORACIONES GEODESICAS Y GEOFISICAS EN GLACIARES.....	2-1
2.1	POSICIONAMIENTO DE PUNTOS EN UN GLACIAR.....	2-1
2.1.1	Los levantamientos topográficos.....	2-1
2.1.2	Levantamientos con teodolito.....	2-2
2.1.3	Empleo de EDM.....	2-4
2.1.4	Levantamiento con Estación Total.....	2-6
2.1.5	Sistemas inerciales.....	2-7
2.1.6	GPS.....	2-8
2.1.7	LIDAR.....	2-10
2.1.8	Aerofotogrametría.....	2-11
2.1.9	Posicionamiento por triangulación.....	2-12
2.1.9.1.	Red de triangulación.....	2-12
2.1.9.2.	Los puntos a triangular.....	2-13
2.1.10	Imágenes disponibles del terreno y glaciares.....	2-14
2.2	SONDAJES.....	2-15
2.2.1	Aspectos generales.....	2-15
2.2.2	Sondajes superficiales.....	2-16
2.2.3	Sondajes profundos.....	2-24
2.2.3.1.	Técnicas de perforación.....	2-24
2.2.3.2.	Fluidos de perforación.....	2-27
2.2.3.3.	Sondajes con casing.....	2-28
2.2.3.4.	Perforaciones cerca de, o en, la base del glaciar.....	2-29
2.2.4	Sondajes someros e intermedios.....	2-30
2.2.5	Sondajes en glaciares de roca.....	2-30
2.3	EXPLORACION SISMICA.....	2-31
2.3.1	Método sísmico por reflexión.....	2-31
2.3.2	Método sísmico por refracción.....	2-33
2.3.3	Limitaciones del método sísmico.....	2-34
2.4	EXPLORACION GRAVIMETRICA.....	2-34
2.4.1	Aspectos teóricos relevantes.....	2-34
2.4.1.1.	El método gravimétrico.....	2-34
2.4.1.1.1	Aspectos generales del método.....	2-34
2.4.1.1.2	El método de trabajo.....	2-35
2.4.1.2.	Correcciones a las observaciones gravimétricas.....	2-36
2.4.2	Resultados e interpretación.....	2-38
2.4.2.1.	Aspectos generales.....	2-38
2.4.2.2.	Ejemplo de resultados.....	2-39
2.5	EXPLORACION ELECTROMAGNETICA.....	2-41
2.5.1	Determinación de espesor de un glaciar.....	2-41
2.5.1.1.	El método de medición.....	2-41
2.5.1.2.	Procedimiento de cálculo para determinar espesor de un glaciar.....	2-44
2.5.1.3.	Limitaciones del método.....	2-47
2.5.2	Interferometría SAR para establecer cambios de cota de la superficie.....	2-47



2.5.2.1.	El método de interferometría SAR.....	2-47
2.5.2.1.1	El SAR.....	2-47
2.5.2.1.2	Amplitud de la onda.....	2-47
2.5.2.1.3	La fase de la onda y el desplazamiento de la fase.....	2-48
2.5.2.1.4	Interferometría.....	2-48
2.5.2.1.5	Interferometría diferencial.....	2-50
2.5.2.1.6	Interpretación de márgenes diferenciales y georeferenciación.....	2-51
2.5.2.2.	Aplicaciones de la interferometría SAR en glaciares.....	2-51
3	BALANCE DE MASA EN UN GLACIAR.....	3-1
3.1	ASPECTOS GENERALES DEL BALANCE DE MASA EN GLACIARES.....	3-1
3.1.1	Definición de balance de masa y formas de evaluarlo.....	3-1
3.1.2	Objetivos del estudio de balance de masa.....	3-3
3.1.3	Selección del glaciar tipo para estudios de balance de masa.....	3-4
3.2	CONCEPTOS BÁSICOS DEL BALANCE DE MASA.....	3-6
3.2.1	Cambios de espesor en puntos singulares del glaciar.....	3-6
3.2.2	Acumulación y ablación.....	3-7
3.2.3	El balance neto de hielo (b) en un punto específico de la superficie de un glaciar.....	3-7
3.2.4	El balance de hielo neto total (B) de un glaciar.....	3-8
3.2.5	El balance de hielo específico medio.....	3-8
3.2.6	El perfil vertical del balance de hielo (VBP).....	3-9
3.2.7	La cota de la línea de equilibrio (ELA).....	3-9
3.2.8	La proporción de área de acumulación (AAR).....	3-9
3.2.9	El año de un balance de hielo, y los balances de hielo de temporadas.....	3-10
3.3	BALANCE DE HIELO.....	3-11
3.3.1	Las redes de estacas.....	3-11
3.3.1.1.	Aspectos generales de distribución.....	3-11
3.3.1.2.	Tipos de estacas.....	3-13
3.3.1.3.	Numeración de estacas.....	3-16
3.3.1.4.	Inserción de estacas.....	3-17
3.3.2	Mediciones de acumulación.....	3-20
3.3.2.1.	Las mediciones.....	3-20
3.3.2.2.	Sondeos de profundidad de nieve.....	3-23
3.3.2.3.	Acumulaciones adicionales que ocurren después de la estación de acumulación.....	3-24
3.3.2.4.	Registro de datos y formatos.....	3-25
3.3.2.4.1	Formato para pozo de nieve.....	3-25
3.3.2.4.2	Formato para taladro saca-testigo.....	3-26
3.3.3	Mediciones de ablación.....	3-28
3.3.3.1.	La ablación.....	3-28
3.3.3.2.	Las mediciones.....	3-28
3.3.3.3.	El registro y diagrama de estacas.....	3-31
3.3.3.4.	Los pozos en la nieve.....	3-32
3.3.3.5.	Observaciones de la línea transiente de nieve.....	3-33
3.3.4	Análisis de los datos.....	3-33
3.3.4.1.	Ploteo y mapas de contornos.....	3-33
3.3.4.2.	Ambigüedades.....	3-35
3.3.4.3.	Presentación de datos e informes.....	3-35



3.3.4.4.	Manejo de los antecedentes.....	3-36
3.3.5	Estimación del hielo perdido anualmente en la Zona de Ablación de glaciares con cubierta de detritos.....	3-36
3.3.5.1.	Determinaciones de conductividad térmica de detritos en la superficie de un glaciar.....	3-36
3.3.5.1.1	Propósito de las determinaciones.....	3-36
3.3.5.1.2	Metodología de análisis.....	3-38
3.3.5.1.3	Resultados.....	3-39
3.3.5.2.	Mediciones de temperatura en pozos en el detrito superficial de un glaciar.....	3-39
3.3.5.3.	Formas de pérdidas de masa.....	3-41
3.3.5.4.	Fusión en el techo de hielo bajo el detrito superficial.....	3-42
3.3.5.4.1	Longitud de la temporada de fusión en la superficie del hielo de glaciares de roca.....	3-42
3.3.5.4.2	Fusión en el techo de hielo.....	3-42
3.3.6	Fusión de hielo en la base de un glaciar.....	3-43
3.3.6.1.	Fusión por flujo de calor geotérmico.....	3-43
3.3.6.2.	Fusión de hielo en la base de un glaciar, por calor de la fricción.....	3-43
3.3.6.3.	Fusión total en la base de un glaciar.....	3-44
3.4	BALANCE CALÓRICO.....	3-44
3.4.1	El balance calórico en superficies de nieve o hielo.....	3-44
3.4.1.1.	Aspectos generales del balance.....	3-44
3.4.1.2.	Ecuaciones simplificadas del balance calórico y ejemplos.....	3-47
3.4.1.3.	Parámetros que deben medirse para el balance calórico.....	3-48
3.4.1.4.	La gradiente local de la temperatura.....	3-49
3.4.1.5.	La gradiente local del viento.....	3-50
3.4.1.6.	El flujo de calor sensible.....	3-50
3.4.1.7.	El flujo de calor latente.....	3-51
3.4.1.8.	El calor aportado por la precipitación.....	3-51
3.4.1.9.	El calor aportado por la radiación solar.....	3-51
3.4.1.10.	El calor aportado por la radiación en onda larga.....	3-52
3.4.2	El balance calórico en superficies de detritos rocosos.....	3-52
3.4.2.1.	El balance calórico.....	3-52
3.4.2.2.	La radiación neta.....	3-52
3.4.2.3.	El flujo de calor en el suelo.....	3-52
3.4.2.4.	El almacenamiento de calor en el suelo.....	3-53
3.4.2.5.	El flujo de calor sensible.....	3-54
3.4.2.6.	El flujo de calor latente.....	3-55
3.5	BALANCE HÍDRICO.....	3-56
3.5.1	La ecuación del balance hídrico en glaciares.....	3-56
3.5.2	Recopilación de datos.....	3-56
3.5.3	Niveles freáticos en los glaciares.....	3-59
4	DINAMICA DEL MOVIMIENTO DE GLACIARES.....	4-1
4.1	LAS PROPIEDADES MECÁNICAS DEL HIELO.....	4-1
4.1.1	Aspectos generales.....	4-1
4.1.2	Reología del hielo.....	4-1
4.1.2.1.	Esfuerzo y deformación.....	4-1



4.1.2.2.	Materiales viscosos y la ley de flujo del hielo.	4-4
4.1.2.3.	Modelos reológicos para el hielo.	4-6
4.1.3	La resistencia última del hielo de agua dulce.	4-8
4.1.4	Parámetros elásticos del hielo.	4-9
4.1.5	La fricción.	4-10
4.2	MODELOS DE FLUJO GLACIAR.	4-10
4.2.1	Placa de hielo en un plano inclinado.	4-10
4.2.2	Casquete de hielo en equilibrio.	4-11
4.2.3	Modelo de flujo de un glaciar.	4-12
4.2.3.1.	Aspectos generales.	4-12
4.2.3.2.	Esquema general de operación de un modelo.	4-13
4.2.3.3.	Modelo multi-capas de deformación del hielo.	4-13
4.2.3.4.	Modelo de desplazamiento y alimentación-ablación.	4-16
4.2.3.5.	Consideraciones adicionales.	4-16
4.2.4	Principales operaciones de cálculo de un modelo de flujo glaciar.	4-17
4.2.4.1.	Modelo multi-capas de deformación del hielo.	4-17
4.2.4.2.	Modelo de desplazamiento y de alimentación-ablación.	4-19
4.2.4.2.1	Ganancia de masa o pérdidas por derretimiento.	4-19
4.2.4.2.1.1	Ganancia o pérdida de masa en un glaciar blanco.	4-19
4.2.4.2.1.2	Pérdidas en la superficie del hielo de un glaciar de roca	4-20
4.2.4.2.1.3	Pérdidas de masa en la base del glaciar.	4-22
4.2.4.2.2	La corrección de capas por masa ganada o perdida.	4-22
4.2.4.2.3	Desplazamiento.	4-23
4.2.4.2.4	Corrección del espesor de capas por aumento de la velocidad.	4-24
4.2.4.2.5	Corrección del espesor de capas por disminución de la velocidad.	4-24
4.2.5	Otros antecedentes para un modelo de flujo de glaciar.	4-24
4.3	VELOCIDADES DE MOVIMIENTO EN SUPERFICIE Y EN PROFUNDIDAD Y LA BASE.	4-25
4.3.1	Velocidad en superficie.	4-25
4.3.2	Velocidad en profundidad y en la base.	4-25
4.4	LAS FRACTURAS EN UN GLACIAR.	4-28
4.4.1	Los sistemas de fracturas.	4-28
4.4.2	Denominación de las fracturas.	4-32
4.5	OTRAS ESTRUCTURAS.	4-33
4.5.1	Bandas de suciedad.	4-33
4.5.2	Ojivas.	4-35
4.5.3	Foliación.	4-36
4.6	DETERMINACIÓN DE LOS ESFUERZOS EN UN GLACIAR.	4-37
4.6.1	Determinación de esfuerzos en la superficie.	4-37
4.6.1.1.	Determinación de esfuerzos en cuadriláteros.	4-37
4.6.1.2.	Determinación de esfuerzos a partir de las velocidades.	4-40
4.6.2	Esfuerzos de corte en la base de un glaciar.	4-41
5	INFLUENCIA DE LOS GLACIARES EN LA HIDROLOGIA FLUVIAL.	5-1
5.1	ASPECTOS GENERALES.	5-1
5.2	EL BALANCE DE MASA DE UN GLACIAR Y SU IMPACTO EN LA ESCORENTÍA.	5-2



5.3	EL MAPEO E INVENTARIO DE GLACIARES Y SU RELACIÓN CON LOS RECURSOS HÍDRICOS.....	5-6
5.4	DESCARGA ESPECÍFICA Y EL ALMACENAMIENTO DE AGUAS EN AREAS ENGLACIADAS.....	5-7
5.5	EL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN RÍOS DE ZONAS ENGLACIADAS.....	5-8
5.5.1	Formas de transporte de sedimentos.....	5-8
5.5.2	Métodos de estudio de sedimentos.....	5-10
5.5.3	La carga basal.....	5-12
5.6	MEDICION DE CAUDALES.....	5-13
6	LOS PROCESOS DE EROSION Y TRANSPORTE GLACIAR.....	6-1
6.1	LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN Y EROSION.....	6-1
6.1.1	Los procesos en la base y márgenes de un glaciar.....	6-1
6.1.2	Los procesos de meteorización.....	6-2
6.1.3	Los procesos de erosión.....	6-3
6.1.3.1	La abrasión.....	6-3
6.1.3.2	Fracturas y hendiduras de fricción.....	6-6
6.1.3.3	El arranque.....	6-8
6.1.3.4	Erosión por el agua sub-glacial.....	6-9
6.1.3.5	La sobre excavación.....	6-10
6.2	EL TRANSPORTE GLACIAL.....	6-11
6.2.1	Incorporación de materiales al glaciar.....	6-11
6.2.2	Las morrenas.....	6-11
6.2.3	Otros materiales en los glaciares.....	6-17
6.3	FORMAS DEL TERRENO RESULTANTES DE LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN Y EROSION.....	6-18
7	LOS DEPOSITOS GLACIALES.....	7-1
7.1	LOS DEPÓSITOS DE MATERIALES GLACIALES.....	7-1
7.1.1	Tipos principales de acarreo glaciales.....	7-1
7.1.2	Las marmitas, o kettles.....	7-4
7.2	DEPOSITOS DE MATERIALES NO CLASIFICADOS.....	7-5
7.2.1	Depósitos morrénicos.....	7-5
7.2.2	Drumlins.....	7-8
7.3	DEPOSITOS DE MATERIALES CLASIFICADOS Y ESTRATIFICADOS.....	7-10
7.3.1	Esker.....	7-10
7.3.2	Planicie glaciofluvial.....	7-11
7.3.3	Kame.....	7-13
7.3.4	Varves en lagos glaciales.....	7-15
7.3.4.1	Definición de varve.....	7-15
7.3.4.2	Historia de la investigación de varves.....	7-18
7.3.4.3	La cronología de varves.....	7-19
7.3.4.3.1	El análisis de varves.....	7-19
7.3.4.3.2	La cronología de varves.....	7-20
7.3.4.3.3	El empleo de registros de varves para correlación y como escalas de tiempo.....	7-22
8	VARIACIONES DE LOS GLACIARES Y LAS GLACIACIONES.....	8-1
8.1	VARIACIONES NATURALES Y ANTRÓPICAS (POR INTERVENCIÓN) DE LOS GLACIARES.....	8-1



8.2 LAS GLACIACIONES EN EL REGISTRO GEOLOGICO.....	8-2
8.2.1 Las glaciaciones del Precámbrico.....	8-2
8.2.2 Glaciaciones del Paleozoico.....	8-3
8.2.3 Las glaciaciones del Cuaternario.....	8-4
8.3 CAUSAS DE LAS GLACIACIONES.....	8-11
8.4 VARIACIONES DE LOS GLACIARES EN CHILE.....	8-13
9 EL INVENTARIO DE GLACIARES.....	9-1
9.1 RECOMENDACIÓN DE NORMA.....	9-1
9.1.1 Norma preferida.....	9-1
9.1.2 Referencias para las recomendaciones de norma para inventario de glaciares.....	9-2
9.1.2.1. Referencias para las normas UNESCO.....	9-2
9.1.2.2. Referencias para las normas GLIMS.....	9-3
9.2 EJECUCIÓN DE UN CATASTRO DE GLACIARES.....	9-3
9.2.1 El formato de los datos.....	9-3
9.2.2 Descripción de los campos, o columnas, que componen el catastro de glaciares.....	9-4
9.2.2.1. Número del glaciar.....	9-5
9.2.2.2. Nombre del glaciar.....	9-6
9.2.2.3. Latitud.....	9-6
9.2.2.4. Longitud.....	9-6
9.2.2.5. Coordenadas de latitud.....	9-6
9.2.2.6. Coordenadas de longitud.....	9-6
9.2.2.7. Número de cuencas.....	9-6
9.2.2.8. Año de la topografía.....	9-6
9.2.2.9. Escala de la topografía.....	9-6
9.2.2.10. Año de la fotografía.....	9-7
9.2.2.11. Área total.....	9-7
9.2.2.12. Exactitud del área.....	9-7
9.2.2.13. Área en el estado.....	9-7
9.2.2.14. Área expuesta.....	9-7
9.2.2.15. Ancho medio.....	9-7
9.2.2.16. Largo medio.....	9-8
9.2.2.17. Largo máximo.....	9-8
9.2.2.18. Largo máximo expuesto.....	9-8
9.2.2.19. Largo máximo de la Zona de Ablación.....	9-8
9.2.2.20. Orientación de la Zona de Acumulación.....	9-8
9.2.2.21. Orientación de la Zona de Ablación.....	9-8
9.2.2.22. Cota máxima.....	9-8
9.2.2.23. Cota media.....	9-9
9.2.2.24. Cota mínima.....	9-9
9.2.2.25. Cota mínima expuesta.....	9-9
9.2.2.26. Cota media de la Zona de Acumulación.....	9-9
9.2.2.27. Cota media de la Zona de Ablación.....	9-9
9.2.2.28. Clasificación.....	9-9
9.2.2.29. Morrenas en contacto con el glaciar.....	9-11
9.2.2.30. Morrenas sin contacto con el glaciar.....	9-11
9.2.2.31. Período de actividad de la lengua, desde.....	9-11



9.2.2.32. Período de actividad de la lengua, hasta.....	9-11
9.2.2.33. Cota de la línea de nieve.	9-12
9.2.2.34. Exactitud de la línea de nieve.....	9-12
9.2.2.35. Fecha de la línea de nieve.....	9-12
9.2.2.36. Profundidad media.	9-13
9.2.2.37. Exactitud de la profundidad.	9-13
9.2.2.38. Observaciones.....	9-13
9.2.2.39. Temperatura del núcleo de hielo.	9-13
9.2.2.40. Detrito en superficie.	9-14
9.3 AREAS A REVISAR EN UN CATASTRO DE GLACIARES.	9-14
10 PELIGROS ASOCIADOS A LA PRESENCIA DE GLACIARES.....	10-1
10.1 TIPOS HABITUALES DE PELIGROS.....	10-1
10.2 LA ESTABILIDAD GENERAL DE LOS GLACIARES.....	10-3
10.2.1 Generalidades.	10-3
10.2.1.1. El deslizamiento catastrófico de glaciares.....	10-3
10.2.1.2. El caso del glaciar Aparejo.....	10-6
10.2.1.2.1 Introducción.....	10-6
10.2.1.2.2 Características del glaciar deslizado.	10-8
10.2.1.2.3 Características del deslizamiento.	10-10
10.2.1.2.4 Factores de inestabilidad.	10-10
10.2.2 Método de cálculo y parámetros empleados en los análisis de estabilidad.	10-12
10.2.2.1. Metodología de cálculo de estabilidad.	10-12
10.2.2.2. Parámetros para el análisis de estabilidad.	10-16
10.2.3 Características geotécnicas del material bajo un glaciar.	10-17
10.2.4 Resultados de los análisis de estabilidad.	10-18
10.2.5 Evaluación de incidencia de los parámetros en los resultados de estabilidad.	10-21
11 LA INTERVENCIÓN Y MANEJO DE GLACIARES.	11-1
11.1 TIPOS DE INTERVENCION.	11-1
11.2 EFECTOS DE CARGAS EMPLAZADAS SOBRE GLACIARES.	11-3
12 ANTECEDENTES QUE DESCRIBEN LA LINEA DE BASE DE UN GLACIAR.....	12-1
12.1.1 Aspectos generales.....	12-1
12.1.2 Información básica del entorno.	12-1
A. Cartografía e imágenes.	12-1
B. Clima.....	12-1
C. Catastro de glaciares del área.	12-1
12.1.3 Extensión, espesor y volumen del glaciar.....	12-2
12.1.4 Definición del tipo de glaciar.	12-2
12.1.5 Estratigrafía del glaciar.....	12-2
12.1.6 Balance de masa.	12-3
12.1.6.1. Balance de hielo.....	12-3
12.1.6.1.1 En la superficie del glaciar.	12-3
12.1.6.1.2 En la base del glaciar.....	12-3
12.1.6.2. Balance calórico.....	12-4
12.1.6.2.1 En la superficie del glaciar.	12-4
12.1.6.2.2 En la base del glaciar.....	12-5
12.1.6.3. Balance hídrico.....	12-5



12.1.7	Velocidad de movimiento y tensiones en el glaciar.	12-5
12.1.7.1.	En superficie.....	12-5
12.1.7.2.	En la base del glaciar (velocidad de deslizamiento).....	12-6
12.1.7.3.	Velocidad de deformación.	12-6
12.1.7.4.	Tensiones en la superficie del glaciar.	12-6
12.1.8	Estabilidad general del glaciar.....	12-6
12.1.9	Variaciones de los glaciares.....	12-7
12.1.9.1.	Variaciones recientes.....	12-7
12.1.9.2.	Variaciones cuaternarias.	12-7
12.1.10	Biodiversidad.....	12-7
12.1.10.1.	Estudio de línea de base y relaciones.....	12-8
12.1.10.2.	Análisis ecosistémico del glaciar.....	12-8
13	Bibliografía.	13-1
13.1	Revistas.	13-1
13.2	Informes.	13-5
13.3	Libros.	13-10



II. INTRODUCCIÓN.

1 ASPECTOS GENERALES DEL CURSO.

1.1 OBJETIVO DEL CURSO.

Un estudiante que complete satisfactoriamente el programa del curso aquí propuesto debiera ser capaz de:

- a) Identificar los diferentes tipos de glaciares.
- b) Entender la variabilidad y las complejidades características de los glaciares y conocer sus estructuras.
- c) Conocer los tipos básicos de exploraciones a realizar en un glaciar para entender sus características.
- d) Identificar los procesos físicos básicos que determinan los desplazamientos y balance de masa de un glaciar.
- e) Conocer de los trabajos y estudios necesarios para determinar la estabilidad, o inestabilidad, de un glaciar en su entorno, e interpretar los resultados.
- f) Reconocer la variabilidad de los glaciares, en el pasado geológico y actuales, e las causas que originan estas variaciones.
- g) Conocer aspectos del peligro que implica la presencia de glaciares en un cierto entorno, y de las experiencias de manejos de glaciares. También, de los aspectos legales asociados con esto último.

1.2 REQUISITOS.

Los requisitos para tomar el curso son:

- a) Haber aprobado previamente el curso de Nieve y Nivometría.
- b) Vestuario apropiado para trabajos de terreno en la nieve (una lista detallada será entregada previa al curso), lentes para el sol, guantes de trabajo, calzado adecuado para trabajo en nieve (en lo posible diferente a los zapatos de ski), mochila.
- c) Un estado físico general apropiado para trabajo en montaña.
- d) Seguros de accidentes y de vida.

1.3 DURACIÓN Y METODOLOGÍA DEL CURSO.

La duración del curso se informará previamente, tanto para las clases (charlas, discusiones y ejercicios en una sala de clase) como para las prácticas en terreno (observaciones y mediciones de nieve en terreno). La parte del curso a realizar en una sala de clases puede hacerse en cualquier lugar y época del año; pero para la parte de terreno es necesario que exista nieve. Si ésta última condición no se presenta, se postergará hasta que exista nieve en lugares asequibles.



En la sala de clases las charlas estarán divididas en dos sesiones en la mañana, de aproximadamente 1,5 horas cada una, con una interrupción de 1,5 horas al mediodía. Las prácticas en terreno ocuparán el día entero, realizándose diversos ejercicios en grupos de 4 alumnos y un profesor.

1.4 EVALUACIÓN DE LOS PARTICIPANTES.

Metodología a acordar al inicio del curso, según número de participantes y desarrollo del curso.

1.5 PROFESORES.

Cedomir Marangunic D., geólogo Univ. Chile, Ph.D. Ohio State University, más de 40 años de experiencia.

Paula Marangunic V., Ingeniero (E), más de 10 años de experiencia.

1.6 CONTENIDO DE LAS CLASES Y TEMAS NO TRATADOS.

Este Manual, y el Manual de Nieve y Nivometría, conforman un todo que incluye gran parte de los temas de glaciología básica en los aspectos de nieve y glaciares.

El presente Manual expresa el contenido de las clases y es solamente un marco de referencia respecto a la instrucción de glaciología. No es un listado completo ni exhaustivo, pero todos los temas señalados serán cubiertos. El curso está diseñado para operadores en glaciares. Algunas personas, como aquellos que laboran en actividades industriales o de transporte en montaña, o en centros de ski, necesitan instrucción en temas adicionales, por ejemplo las observaciones de nieve, la protección de avalanchas, el desprendimiento artificial de avalanchas y olas generadas por avalanchas, que están contemplados en otros cursos, para no recargar indebidamente el presente curso y para limitarlo en su longitud.

Los temas a desarrollar en sala de clases se indican en los capítulos a continuación. Probablemente, no todos los temas incluidos en los presentes apuntes sean tratados con la misma intensidad.

1.7 ORGANIZACIÓN GENERAL DEL CURSO Y LIMITACIONES.

Las charlas y las prácticas en terreno seguirán la ordenación general de los temas expuestos en el presente Manual y sus Anexos.



1.8 DEFINICIÓN DE TÉRMINOS, ABREVIATURAS Y UNIDADES.

El tema de hielo y glaciares es un tema con relativamente poco tratamiento en la literatura técnica en castellano, de manera que para muchos términos no existe un equivalente en lengua castellana, o simplemente se han adoptado, castellanizando, términos extranjeros. Donde existe, se han adoptado términos en castellano; en algunos casos, cuando tales términos han sido confusos o cuando han tenido diferentes acepciones, se ha propuesto el más corrientemente aceptado y claro, y se ha incluido su definición.

Las abreviaturas empleadas en este manual se han tratado de asimilar, hasta donde ha sido razonable, a aquellas empleadas por los autores de los diversos estudios de los cuales se han extraído las referencias. Las unidades, salvo caso excepcionales y debidamente señalados, son aquellas del sistema métrico y, preferentemente también, aquellas empleadas en las referencias originales; los ángulos se expresan en grados sexagesimales.

2 ANTECEDENTES Y AGRADECIMIENTOS.

Los antecedentes expuestos en estos apuntes provienen de numerosas publicaciones científicas y técnicas sobre hielo y glaciares, de textos de glaciología, de trabajos presentados en congresos y seminarios, de material entregado en cursos universitarios, y de la experiencia de los autores ganada en diversos estudios de glaciares y la confección y manejo de modelos computacionales que simulan el comportamiento de glaciares contrastando sus resultados con aquellos de la realidad.

La nómina de referencias empleadas en el texto y láminas de este capítulo contiene más de 500 títulos, de autores de diversos países pero principalmente de Estados Unidos de Norte América, Suiza, Francia, Rusia, Canadá, Inglaterra y Japón. El citar a todos ellos continuamente en este manual dificultaría su lectura y lo extendería considerablemente; para todos ellos nuestro reconocimiento y sinceros agradecimientos.

3 LIMITACIONES.

Las limitaciones que tendrá el curso, dentro del contenido arriba enunciado, son esencialmente aquellas impuestas por la brevedad del tiempo disponible para las clases teóricas y prácticas. Algunos de los temas no incluidos en el presente manual son, por ejemplo: diseño y protecciones de avalanchas, suelos helados, y posibilidades de generación de nuevos glaciares.

Virtualmente todo lo que se ha investigado y conoce de los glaciares en las montañas chilenas ha sido incorporado en estos apuntes; aún así, los antecedentes expuestos deben tomarse con ciertas precauciones y, probablemente, considerar un factor de seguridad; en todo caso, es recomendable realizar las mediciones y observaciones de glaciares necesarias para proporcionar una conveniente base de datos a la toma de decisiones y a los proyectos.

Si las observaciones de glaciares en Chile son pocas, las observaciones sobre la ocurrencia y recurrencia de peligros asociados a la presencia de glaciares son aún más escasas, o inexistentes.



Estimaciones respecto a estas ocurrencias, basadas en el análisis de condiciones meteorológicas, no necesariamente reflejan la realidad; por ello, es absolutamente necesario y conveniente que los estudios de glaciares se realicen durante un período de tiempo tal que permita realizar estas observaciones.

Finalmente, este Manual no pretende ser un texto de hielo y glaciología, sino tan solo indicar de manera resumida el estado actual del conocimiento en los temas de nieve y glaciares, señalar la normativa y procedimientos básicos a emplear en el estudio y evaluación de estos fenómenos, y describir los procedimientos y precauciones para trabajar en terrenos de glaciares.



III. APUNTES DE CLASES.

1 DEFINICIÓN Y CLASIFICACION DE GLACIARES.

1.1 DEFINICIÓN DE GLACIAR.

1.1.1 ¿Qué es la glaciología y que son los glaciares?

1.1.1.1. Características.

La glaciología se define como el estudio de todas las formas con que el hielo se presenta en la naturaleza – nieves, glaciares, hielo en el mar, en lagos y ríos, en suelos helados, en la atmósfera – y de la acción o influencia del hielo en los elementos que lo rodean: el suelo, las rocas, el agua, el aire. Sin pretender una enumeración completa, la glaciología se ocupa, entre otros, de:

- ❖ El estudio de los procesos internos, las propiedades físicas y la estructura del hielo (o glaciología física):
 - La mecánica del hielo, que estudia las propiedades elásticas y plásticas del hielo, la resistencia, la distribución de esfuerzos, y el movimiento en los cuerpos de hielo.
 - La termofísica del hielo, que estudia las propiedades térmicas, calóricas y de radiación del hielo, la distribución y cambios de fases en los cuerpos de hielo.
 - La glaciología estructural, que estudia la mineralogía y petrología del hielo, y los procesos tectónicos de su formación.
- ❖ La interacción entre el hielo, la atmósfera y la hidrosfera (o glaciología hidro-meteorológica).
 - Glacio-hidrología, que estudia la presencia de hielo en la hidrosfera (mares, lagos y ríos).
 - Glacio-meteorología, que estudia la presencia de hielo en la atmósfera.
 - Glacio-climatología, que estudia las condiciones climáticas de existencia y destrucción del hielo, y efectúa reconstrucciones paleoclimáticas.
- ❖ La interacción del hielo con la corteza terrestre (glaciología geológico-geomorfológica):
 - La criopedología, que examina la acción del hielo como cemento de rocas y suelos.
 - La geología glacial, que estudia los efectos del hielo en el relieve y la estructura de la corteza terrestre.
 - La glaciología regional, que estudia las condiciones geológicas que permiten la existencia del hielo.

De la numeración anterior se puede apreciar que la glaciología confronta problemas que atañen a diversas disciplinas científicas.

Los glaciares son grandes masas de hielo, con o sin agua intersticial, de límites bien establecidos, originados sobre la tierra por metamorfismo a hielo de acumulaciones de nieve (un



proceso denominado sinterización de la nieve), y que fluyen lentamente. Los glaciares fluyen porque: (a) el hielo que contienen se deforma bajo el efecto de la gravedad, según la ley de flujo del hielo, y (b) porque el hielo se desliza lentamente sobre el lecho basal (ver Fig. 1.1.1.1-A) si el hielo está a 0°C (glaciares “templados”, o temperados, el caso de la gran mayoría de glaciares en la Cordillera de los Andes). Si el hielo en la base del glaciar se encuentra a temperaturas negativas (glaciares “fríos”), no se desliza sino que se adhiere al material sub-glacial y el glaciar fluye solamente por deformación de la masa de hielo.

Deben considerarse parte constitutiva de los glaciares las pendientes de nieve y hielo existentes por sobre la “**rimaya**” (grieta superior en la superficie del glaciar que separa el hielo activo (con movimiento pendiente abajo) de aquel no-activo debido a su escaso espesor.

Las aguas intersticiales, supra-glaciales (por ejemplo lagunas y grietas con agua) y sub-glaciales (canalizadas o no) forman parte del glaciar pues condicionan su movimiento y balance de masa; en menor grado lo hacen las aguas de lagunas o lagos pro-glaciales.

En las masas de hielo de los glaciares existe una variada cantidad de impurezas, compuestas principalmente de material detrítico. Este material es principalmente de origen rocoso, en tamaño desde grandes bloques a finas partículas de arcillas, que caen desde las laderas sobre el glaciar, o son llevadas por el viento, y se incorporan a las masas de nieve y hielo, y también son fragmentos erosionados en la base del glaciar e incorporados al hielo de su base. Una parte muy menor del detrito en los glaciares, y de difícil detección macroscópica, puede ser orgánico (fragmentos o especímenes enteros) y proviene principalmente del arrastre eólico hasta la superficie del glaciar, donde este detrito se incorpora a la masa de hielo. Acumulaciones de nieve con inusualmente altos contenidos (2% o más en volumen) de detritos rocosos son los depósitos originados por avalanchas

Glaciares con cantidades virtualmente imperceptibles de impurezas y que, por lo tanto, se aprecian esencialmente blancos, se denominan aquí “glaciares blancos” (ver Fig. 1.1.1.1-B) y a ellos se asocia generalmente un valor paisajístico. Glaciares que contienen un porcentaje de detrito tal que éste cubre toda la superficie de su Zona de Ablación (el área del glaciar a menor cota) y parte importante de su Zona de Acumulación (el área del glaciar a mayor cota) se denominan “glaciares de roca” (ver Fig. 1.1.1.1-B). En estos últimos, el contenido de detritos puede alcanzar más del 20% del volumen total del glaciar. Entre los glaciares blancos y los glaciares de roca existe una amplia gama de glaciares con cubiertas detríticas que se extienden en solo parte de sus zonas de ablación, y a los cuales llamaremos aquí glaciares de transición en cuanto al grado de impurezas que contienen.

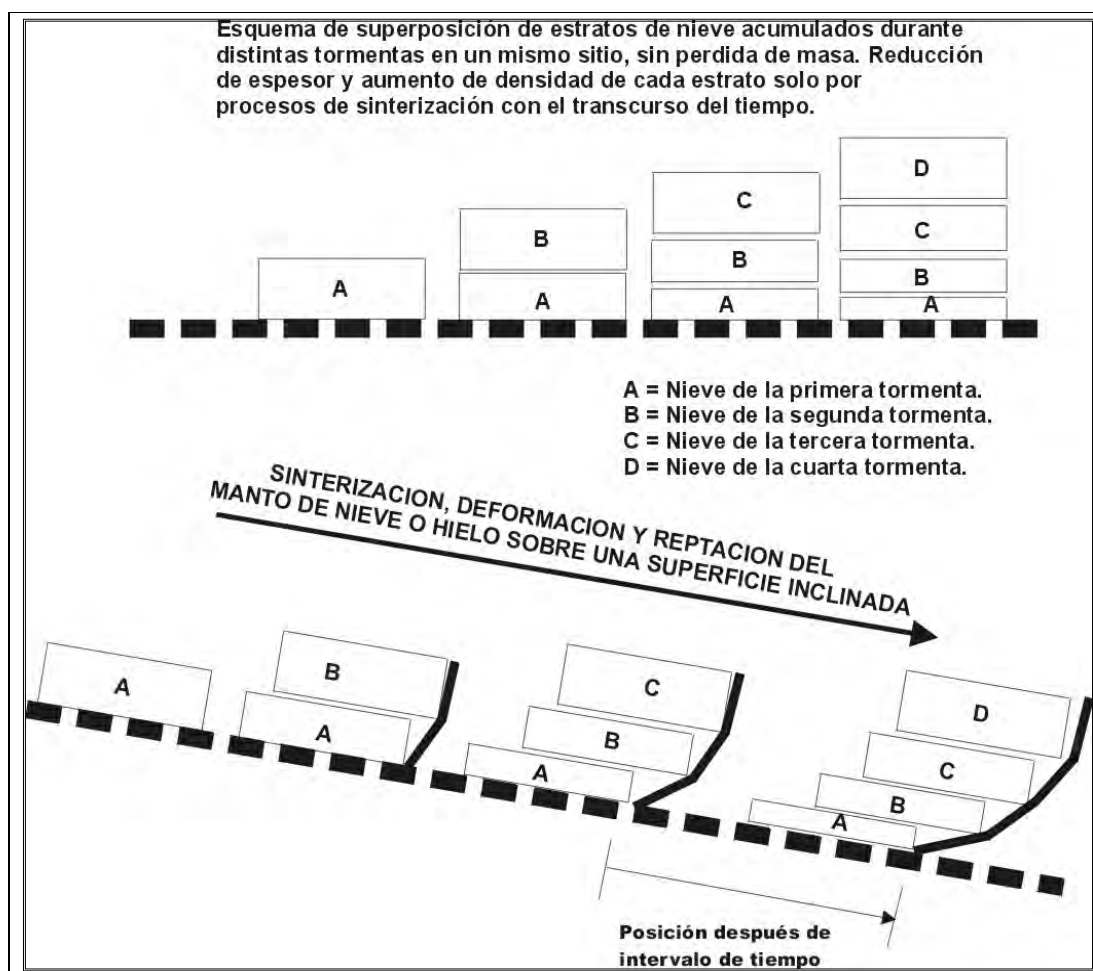


Fig. 1.1.1.1-A. Esquema de sinterización del manto de nieve y de deformación y reptación del manto de nieve o de un glaciar.

La cubierta de detritos en un glaciar de roca (ver Fig. 1.1.1.1-C) resulta de la paulatina fusión de la nieve y el hielo, proceso mediante el cual el material detrítico que contienen queda expuesto en superficie. Así, una inicialmente tenue capa de detritos, de escasos centímetros de espesor, cubre la superficie del glaciar en sus mayores cotas, y con el transcurso de los años ella se hace más potente y de mayor espesor; una cubierta tenue, desde espesores de fracciones de milímetro a varios centímetros, incrementa la tasa de fusión de la nieve o hielo por su mejor absorción de la radiación solar, pero esta misma cubierta sirve como un eficiente aislante protector al hielo subyacente cuando su espesor es mayor que 0,25 a 0,30 m. Con el paso del tiempo y el movimiento pendiente abajo de la masa de hielo, cerca del frente del glaciar de roca se encuentra el mayor espesor de la cubierta de detritos, la cual puede alcanzar varios metros.



Fig. 1.1.1.1-B. A la izquierda glaciar blanco con escasa cubierta de detritos en su Zona de Ablación (bandas de detritos oscuros en las morrenas centrales y marginales). A la derecha, glaciar de roca con cordones (bandas de compresión) arqueados hacia el frente (hacia la izquierda abajo) en la dirección del flujo del glaciar.



Fig. 1.1.1.1-C. Corte en un glaciar de roca. Se observa la cubierta detrítica protectora en la superficie del glaciar, y la presencia de impurezas (clastos) embebidos en la masa de hielo.



Los glaciares poseen una Zona de Alimentación y una Zona de Ablación, separadas por una imaginaria Línea de Equilibrio de masas (ver Fig. 1.1.1.1-D). En la Zona de Alimentación el glaciar gana masa en un balance anual, mayoritariamente la nieve proveniente de la precipitación nival y de avalanchas que logra subsistir al término de la temporada veraniega, más el detrito que estas últimas suelen incorporar. En la Zona de Ablación el glaciar pierde masa, por los diversos fenómenos de ablación (fusión, sublimación, erosión eólica, etc.). El frente del glaciar es estable cuando el balance anual de masas es igual a cero, vale decir cuando gana tanta masa de nieve en la Zona de Acumulación, como la masa perdida de hielo en la Zona de Ablación; en caso contrario el frente avanza (balance positivo, ganancia neta anual de masa) o retrocede (balance negativo, pérdida neta anual de masa) y se modifica el perfil de la superficie del glaciar.

En la Línea de Equilibrio, por las mismas condiciones de intercambio de masas entre las zonas de acumulación y ablación, los espesores de hielo son mayores y, por ello, las velocidades de desplazamiento del glaciar son también las mayores (ver Fig. 1.1.1.1-E). Por lo mismo, la Zona de Acumulación es una en la cual las masas de hielo se encuentran en tensión y formación de grietas transversales (ver Fig. 1.1.1.1-F), mientras que la Zona de Ablación es un campo en compresión, con formación de grietas longitudinales y cordones de compresión; esta disposición general del campo de esfuerzos puede alterarse por grandes ondulaciones en la base del glaciar. La disposición general de las grietas en la superficie de un glaciar se muestra también en la Fig. 1.1.1.1-G.

Las velocidades en superficie de desplazamiento de los glaciares dependen del espesor del hielo y de la deformación de este según la ley de flujo del hielo, de la carga que representa el detrito incorporado con sus respectivas densidades, de la pendiente de la base y de la velocidad de deslizamiento en la base. La pendiente en la superficie de los glaciares es función del intercambio de masas entre las zonas de acumulación y de ablación y de las velocidades por ello originadas, y de la pendiente en la base del glaciar. La velocidad basal depende del esfuerzo de corte en la base del glaciar, el que, a su vez, depende del espesor del glaciar y su densidad media, la pendiente de la superficie del glaciar y el efecto de "pistón hidráulico" por la presión de agua en la base (el que a su vez tiene que ver con las inclinaciones de las rugosidades basales). La velocidad basal también depende de la rugosidad del terreno sobre el cual el glaciar desliza.

La ablación superficial depende principalmente del intercambio calórico en superficie de glaciar, cuyos componentes principales son:

- ❖ radiación en onda larga y corta (incidente, reflejada y emitida),
- ❖ temperatura del aire y su gradiente vertical,
- ❖ humedad relativa y su gradiente vertical,
- ❖ velocidad del viento y su gradiente vertical,
- ❖ presión barométrica,
- ❖ precipitación y su temperatura,
- ❖ albedo de la nieve o el detrito rocoso,
- ❖ temperatura de la superficie de nieve o detrito,
- ❖ conductividad térmica del detrito o nieve y hielo,
- ❖ gradiente de temperatura en la eventual cubierta detrítica superficial (o nieve), y de otros efectos secundarios, como la erosión eólica y cursos de agua en la superficie del glaciar.

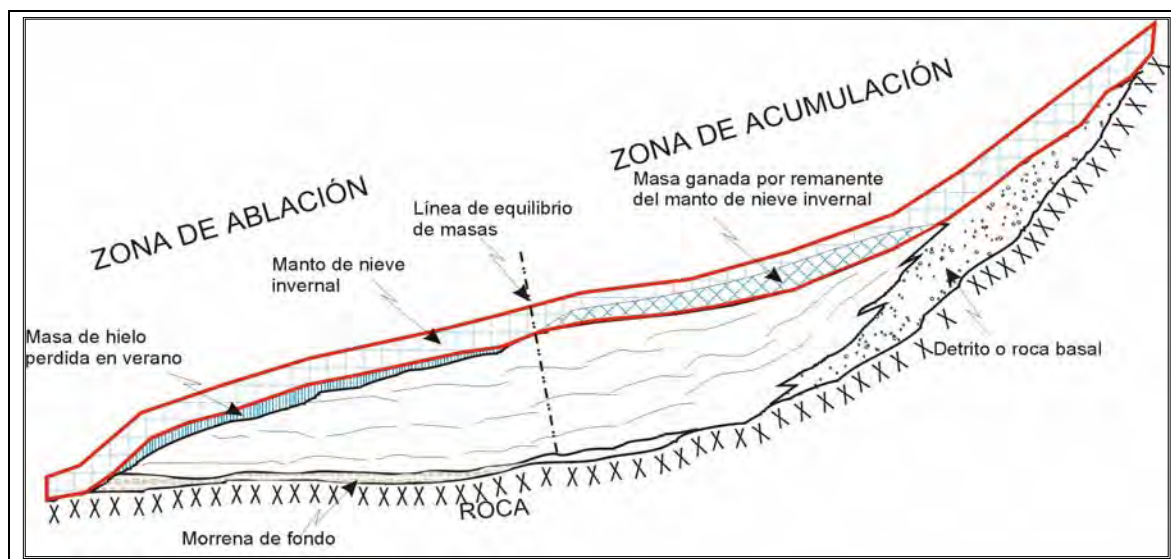


Fig. 1.1.1.1-D. Sección vertical esquemática por el eje longitudinal de un glaciar, mostrando la disposición de las zonas de acumulación y de ablación.

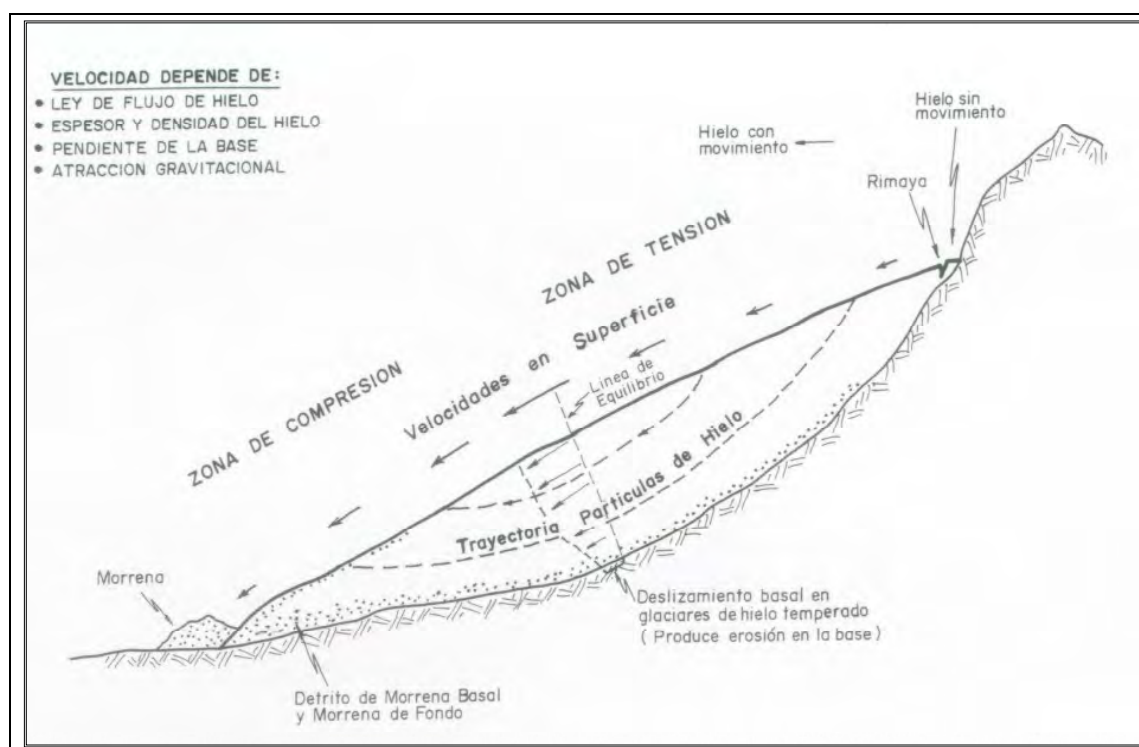


Fig. 1.1.1.1-E. Esquema de movimiento de un glaciar, en un perfil vertical por el eje longitudinal del glaciar.

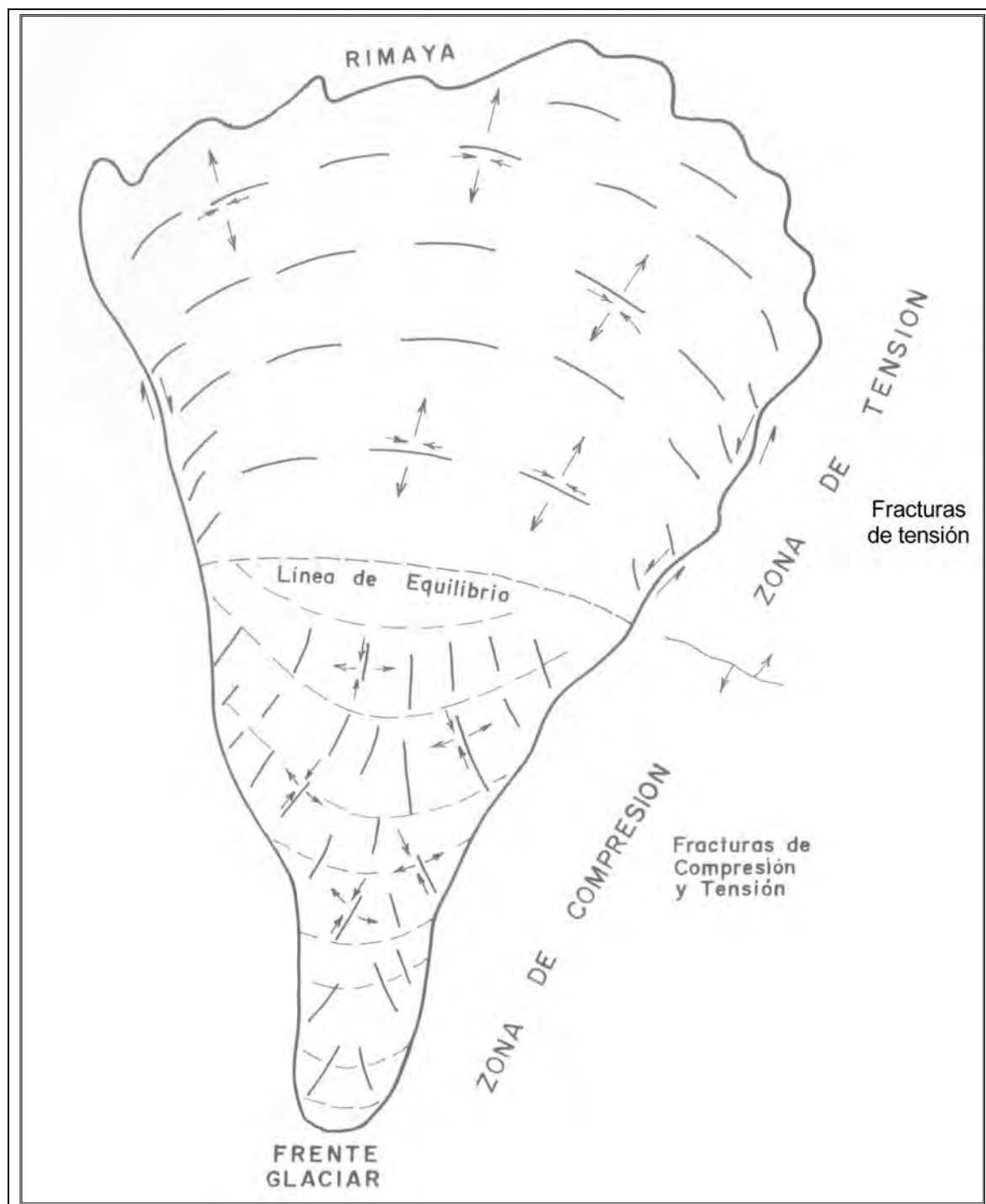


Fig. 1.1.1.1-F. Esquema en planta del campo teórico de esfuerzos en un glaciar y de la disposición de los sistemas de fracturas en la masa de hielo.

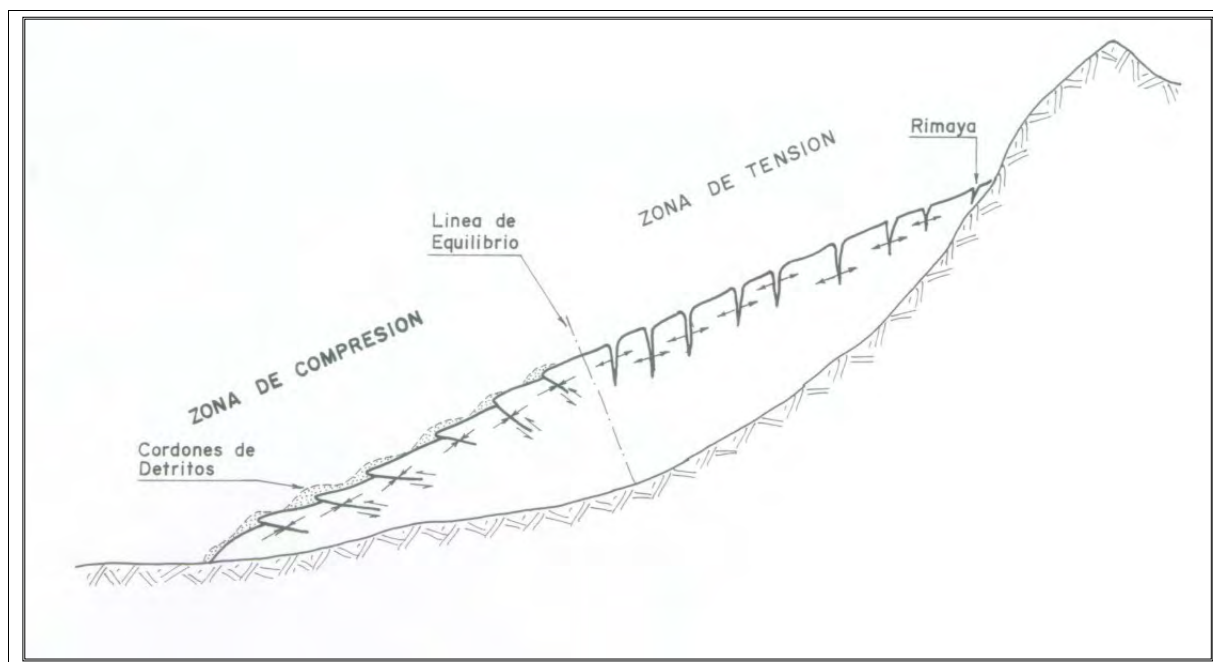


Fig. 1.1.1.1-G. Esquema de disposición teórico de fracturas en un perfil vertical por el eje longitudinal de un glaciar.

En un año promedio, la ablación en la superficie del glaciar destruye toda la nieve acumulada durante el invierno en la Zona de Ablación, e incluso parte del hielo preexistente. En la Zona de Alimentación la ablación superficial no alcanza a destruir toda la nieve acumulada durante el invierno, de manera que se produce un excedente de masa el cual compensa (en un glaciar en equilibrio) aquella (el hielo) perdida en la Zona de Ablación. Para mantener la forma de la superficie de un glaciar en equilibrio de masas, el flujo del glaciar produce un intercambio anual de masa entre las zonas de acumulación y de ablación, de manera tal que el volumen de hielo que pasa anualmente por la sección de la Línea de Equilibrio es la ganancia de masa de la Zona de Alimentación, la que compensa la masa perdida en la Zona de Ablación.

En toda la base de un glaciar existe pérdida de masa debido a:

- ❖ fusión del hielo por efecto del calor geotérmico y
- ❖ fusión de hielo atribuida al calor de fricción que causa el desplazamiento del glaciar (espesor de hielo y sus densidades, velocidad basal, esfuerzo de corte) sobre su lecho.

En la base del glaciar existe una banda de hielo con abundante material detrítico (hasta aproximadamente un 50% en volumen), el que es capturado por el glaciar desde su lecho (rocoso o detrítico) e incorporado a la masa de hielo del glaciar. Esta banda se denomina morrena basal y su límite inferior es el límite inferior del glaciar. En glaciares relativamente pequeños, como aquellos de la cordillera del centro de Chile, la morrena basal suele tener espesores que van desde pocas decenas de centímetros hasta pocos metros. La característica geotécnica del material de hielo y detrito rocoso de la morrena basal es de cohesión aproximadamente 100 kg/cm^2 , y ángulo de fricción interna aproximadamente 38° .



La morrena basal debe distinguirse de la morrena de fondo (también denominada till) dispuesta bajo la morrena basal, y otros tipos de morrenas (marginales, laterales, etc.), que son masas constituidas exclusivamente por material detrítico, sin hielo, y que no forman parte del glaciar. La morrena de fondo es un suelo con abundantes finos, transportado y depositado por el glaciar en su base, saturado, y que bajo glaciares activos es un material virtualmente sin cohesión y de muy bajo ángulo de fricción interna; esta morrena de fondo suele ser prominente aguas abajo de la Línea de Equilibrio y poco significativa, o inexistente, aguas arriba de ella.

La morrena de fondo no es parte del glaciar y no contiene hielo. Es un material detrítico con abundantes finos (entre 15% y más de 20% normalmente), depositado y permanentemente trabajado por la base del glaciar. Cargada por el hielo en continua reptación y siempre saturado de agua, la morrena de fondo se comporta como un material de muy baja cohesión ($0,1 \text{ kg/cm}^2$), relativamente bajo ángulo de fricción interna (11°) y activo en cuanto a que se encuentra en permanente deformación.

Nuestra experiencia, y nuestras observaciones en glaciares de la cordillera del centro de Chile, indica que la morrena de fondo virtualmente no existe aguas arriba de la Línea de Equilibrio de los glaciares (bajo la denominada Zona de Acumulación de los glaciares), y se extiende con diversos grados de amplitud aguas abajo de la Línea de Equilibrio (bajo la denominada Zona de Ablación). A su vez, la extensión de la morrena de fondo aguas abajo de la Línea de Equilibrio es total mientras la pendiente de la base no excede de 19%, y se reduce con los incrementos de pendiente.

Considerando todo lo anterior, en particular diversas proporciones de cobertura de morrena de fondo aguas abajo de la Línea de Equilibrio de los glaciares, nos parece apropiado estimar las propiedades del plano de contacto en la base de los glaciares como aquellas expuestas en la Tabla 1.1.1.1-A.

Tabla 1.1.1.1-A. Cohesión y ángulo de fricción interna del plano en la base de un glaciar.

Pendiente		Cohesión	Angulo fricc. Interna
%	Material	Kg/cm^2	($^\circ$ sexagesimales)
Aguas abajo de la Línea de Equilibrio			
0 – 19	Morena de fondo	0,1	11
20 – 26	Mayoritariamente morrena de fondo	10	14
27 – 80	Mayoritariamente roca	50	25
> 80	Escasa morrena de fondo	75	31
Aguas arriba de la Línea de Equilibrio			
0 - máxima	Sin morrena de fondo	100	38

Los materiales morrénicos típicos, como las morrenas de fondo, marginales, laterales, etc., al dejar de ser trabajadas por los glaciares se comportan como cualquier otro material detrítico, poseen cohesiones habitualmente superiores a 5 kg/cm^2 y ángulos de fricción interna en relación con el grado de humedad (o saturación) del material y que varían normalmente entre 25° (cuando saturado) y 55° (cuando seco).



1.1.1.2. Clasificación y ocurrencia.

Una clasificación primaria de glaciares distingue las siguientes formas: sábana de hielo continental, campo de hielo, casquete o calota de hielo, glaciar de desagüe (de sábanas o campos de hielo), glaciar de valle, glaciar de montaña, glaciarete (glaciares pequeños) y campo de nieve, banquisa o plataforma de hielo flotante, y glaciar de roca. Son parte constituyente de cada glaciar las lagunas que, ocasionalmente, se encuentran en sus superficies.

Excepto los glaciares de roca, todos los otros tipos de glaciares son, desde el punto de vista del contenido de impurezas, glaciares blancos.

1.1.2 Tipos de glaciares en Chile.

En Chile continental se encuentran todos los tipos de glaciares excepto las sábanas de hielo, las que si ocurren en el territorio antártico. Debido a las condiciones climáticas, en el extremo sur de Chile se observan solo glaciares blancos; a la latitud de Santiago el número de glaciares blancos y de roca es similar. En el norte de Chile predominan los glaciares de roca.

1.2 ¿PORQUÉ IMPORTAN LOS GLACIARES?.

1.2.1 Fuentes y reservas de agua dulce, y reguladores de caudales.

Los caudales que emergen de los glaciares, debido a la fusión del hielo que contienen, son una fuente importante de agua dulce. Además, como los glaciares están compuestos principalmente de grandes masas de hielo, son una importante reserva temporal de agua dulce, en Chile y en el planeta, sobre todo en las regiones áridas o semi-áridas. Adicionalmente, los glaciares ayudan a la regulación de caudales, reduciendo las crecidas de deshielo y manteniendo aportes significativos de recursos hídricos durante la época estival más seca, o durante años secos. Por lo anterior, todos los glaciares son un preciado bien público. Sin embargo, en Chile, al igual que en la mayoría de los países, no son así reconocidos en el ordenamiento legal.

Cuando un glaciar se encuentra en situación de equilibrio, vale decir cuando su frente no retrocede ni avanza, y el glaciar mantiene su volumen y sus cotas de superficie, el glaciar gana tanta masa en invierno como la que pierde en verano. Así, el glaciar en equilibrio no sufre una pérdida neta de masa ni aporta aguas a su cuenca. En estas condiciones los glaciares solo ejercen un efecto regulador de los caudales de los ríos a los cuales tributan.

Por otra parte, si los glaciares avanzan es porque retienen parte de la precipitación nival para convertirla en mayor masa de hielo y aumentar su volumen. En estas condiciones los glaciares restan parte de la precipitación en la cuenca a los caudales de los ríos. Por el contrario, si los glaciares retroceden es porque están perdiendo masas de hielo y reduciendo sus volúmenes, con lo cual si producen un aporte neto de recursos hídricos a sus cuencas. Ambos son casos de desequilibrios en el balance de masas de los glaciares.



El que la mayoría de los glaciares blancos se encuentre en retroceso, en el mundo y en Chile, significa que en los ríos del país escurre, además del agua aportada por la precipitación, aquella aportada por la pérdida de masa de los glaciares. Así, en la medida que los glaciares se reducen o extinguen, el aporte de ellos a los ríos merma o desaparece.

Las condiciones de equilibrio o desequilibrio de los glaciares no debe, ni puede, ser juzgada a partir de observaciones de períodos de tiempo de uno o pocos años. En un año seco un glaciar normalmente en equilibrio pierde masa y aporta recursos a los cauces fluviales, masa que gana en el próximo año de altas precipitaciones, restituyendo la previamente perdida, restando ese año recursos a los cursos fluviales, y manteniendo así una condición general de equilibrio a largo plazo. En glaciares pequeños estas repuestas a años de condiciones climáticas extremas puede llevar a la aparente total o cuasi-extinción de las masas de hielo, para recuperarse los glaciares con creces en años de altas precipitaciones.

Por lo anterior, para evaluar la condición de equilibrio de un glaciar deben realizarse mediciones en terreno durante varios años. En ausencia de estas, una aproximación al balance de masa de un glaciar puede obtenerse comparando imágenes (fotografías de terreno, fotografías aéreas, o imágenes satelitales de alta resolución) recientes y antiguas.

1.2.2 Valor paisajístico.

Los glaciares blancos tienen un innegable valor estético, paisajístico y por lo mismo turístico, pero no así los glaciares de roca con sus cubiertas de detritos rocosos. La gran mayoría de las personas en Chile sabe como es un glaciar blanco, pero incluso prominentes glaciólogos no saben reconocer un glaciar de roca.

El turismo en glaciares constituye, hoy en día, un segmento esencial del turismo aventura. Se ofrecen productos tales como: visitas a frentes glaciares, caminatas breves sobre glaciares y recorridos por el día o, aún, travesías de varios días, práctica del ski en verano, cursos de instrucción en glaciares y de navegación en lagos y aguas pro-glaciales, y escaladas en hielo. A lo anterior se agrega una importante y pujante industria hotelera, actividades deportivas y de recreación, y numerosas fuentes de trabajo indirecto relacionadas con el turismo. Parte importante de los parques nacionales en Chile ofrecen, como atractivo especial, la vista sobre paisajes con glaciares blancos.

El valor netamente paisajístico de un glaciar blanco es su capacidad de ser un punto focal de interés desde cualquier cuenca visual desde la que se pueda observar. Esto es más relevante aún en regiones áridas, en las que encontrar un glaciar blanco lo hace muy inesperado, y resalta más su valor. Todo lo contrario ocurre con los glaciares de roca, que no se distinguen del suelo del entorno que los rodean, y que comúnmente pasan inadvertidos en los valles andinos.

1.2.3 Biodiversidad y humedales.

En general siempre se ha tenido la creencia de que la actividad biológica en glaciares es mínima, incluso inexistente, excepto comunidades bióticas temporales y material orgánico transportado por viento, dadas las extremas condiciones ambientales en los glaciares. Sin embargo, exploraciones muy recientes que investigan la biodiversidad en glaciares, han revelado especializadas comunidades



bióticas que realizan todo su ciclo de vida en ellos, como lo muestran estudios recientes en glaciares de Alaska, de las Montañas Rocosas, de los Himalayas y de la Patagonia. Es así como, en algunos glaciares, se ha encontrado toda una biodiversidad propia de estos ecosistemas extremos, la que se inicia con algas en la base de la cadena trófica y que habitan en la superficie de glaciares, y cuyos miembros superiores son algunas especies de insectos y de invertebrados como los “gusanos del hielo”.

En todo caso, los humedales que se forman y existen a partir de las aguas que emergen de los glaciares, constituyen un ambiente de alta montaña que sustenta una importante biota en sus entornos.

El conocimiento de la biodiversidad presente en glaciares es un campo de investigación nuevo, y del cual poco se sabe, en Chile y en el mundo.

1.2.4 Indicadores de cambios climáticos.

Los glaciares responden a los cambios climáticos con velocidades que pueden ser rápidas en algunos aspectos, como el balance de masa del glaciar, y lentas en otros (como las velocidades de desplazamiento o variaciones del frente). En general, las variaciones de los glaciares son muy buenos indicadores de cambios climáticos, aunque en esto debe atenderse al tamaño de los glaciares, puesto que glaciares pequeños responden rápidamente a los cambios (en pocos años), mientras que los glaciares mayores lo hacen a largo plazo (incluso de varios siglos) de manera que lo que en ellos ocurre actualmente representa variaciones del clima que pueden haber ocurrido muchos años atrás.

También, en los glaciares se conservan atrapadas entre los cristales de hielo pequeñas burbujas de aire que son remanentes del pasado de la atmósfera en el momento de precipitación de la nieve que luego se transforma en hielo; el análisis de estas burbujas de aire permite reconstruir la característica de la atmósfera de tiempos tan antiguos como varios miles de años atrás, y estimar la temperatura del aire en el momento de la precipitación.

1.3 EMPLEO DE ISÓTOPOS EN GLACIOLOGÍA.

1.3.1 Isótopos comúnmente empleados.

Las moléculas de agua pueden estar compuestas por isótopos del hidrógeno (1_H , 2_H y 3_H) y del oxígeno (16_O , 17_O y 18_O). El isótopo 3_H es el tritio radioactivo. Los isótopos 2_H (denominado deuterio), 16_O , 17_O y 18_O son estables.

Las composiciones posibles son:

1_H 1_H 16_O
 2_H 1_H 16_O
 3_H 1_H 16_O y
 1_H 1_H 18_O los últimos tres con isótopos pesados. La ocurrencia de moléculas muy pesadas, como 2_H 1_H 18_O son muy raras y no tienen aplicaciones prácticas.



Burbujas de aire atrapadas inicialmente entre los cristales de nieve al momento de la precipitación, y que permanecieron atrapadas entre los granos de hielo, contienen gases de la atmósfera en el momento de la precipitación, tales como CO_2 utilizado en el análisis de carbono ^{14}C -- para dataciones (vida media 5.800 años), al igual que el ^{39}Ar . El gas se extrae de las burbujas en el hielo derritiendo el hielo en una cámara aislada, y extrayendo el gas liberado con una bomba.

Otros materiales útiles son los depósitos de aerosoles atmosféricos (no polvo de partículas de roca) en la nieve (y posteriormente el hielo). Los aerosoles transportan radioactividad originada en pruebas nucleares en la atmósfera (en particular en las décadas de los años 1950 y 1960) y producen actividad (principalmente actividad beta) en los horizontes en que se depositan (principalmente por los radionuclidos ^{210}Pb y ^{32}Si , de 21 y 500 años de vida media); la actividad se origina en los productos de la fisión en las explosiones termonucleares. El encontrar horizontes de nieve con ciertos picos radioactivos permite fechar esos depósitos de nieve conociendo la fecha de las explosiones nucleares en la atmósfera. La fusión de verano suele concentrar los aerosoles en ciertos horizontes en la nieve, lo cual permite diferenciarlos de los depósitos de invierno, menos radiactivos; también puede lavarlos.

Así, la radioactividad de los aerosoles en la nieve puede emplearse para datar horizontes de nieve o hielo según la fecha de las explosiones originadas por el ser humano. También pueden fecharse horizontes con elementos como el ^{14}C . Y el contenido de isótopos estables puede emplearse para indicar la temperatura en el momento de la precipitación, y distinguir depósitos de invierno y verano en una secuencia de estratos de nieve (el recuento hacia atrás de una secuencia no interrumpida permite determinar la edad del depósito, y la velocidad media de movimiento entre el punto de depositación y de muestreo).

1.3.2 El análisis de isótopos estables.

El análisis de isótopos estables consiste, esencialmente, en comparar el contenido de isótopos estables (deuterio y ^{18}O) en una muestra, con el contenido de isótopos en una muestra de SMOW ("Standard Mean Ocean Water", o Estándar de Agua Marina Media). La composición isotópica de SMOW es:

$$\begin{aligned} ^{16}\text{O} : ^{17}\text{O} : ^{18}\text{O} &= 997.600 : 400 : 2.000 \text{ y} \\ ^1\text{H} : ^2\text{H} &= 998.840 : 160 \end{aligned}$$

La composición de la muestra se expresa como:

$$\delta \text{ ‰} = (\text{C muestra} - \text{C SMOW}) / \text{C SMOW} \times 1000 \text{ ‰ y donde}$$

C = número de nucleidos de ^{18}O / número de nucleidos de ^{16}O y donde el ^{18}O puede ser ^2H y el ^{16}O puede ser ^1H respectivamente.

La fórmula para la aplicación del análisis con ^{18}O es:

$\delta \text{ ‰} = 0,70 \times t - 13,6 \text{ ‰}$ Esta fórmula permite calcular la temperatura t en el momento de depositación de la nieve, midiendo el $\delta \text{ ‰}$ en el momento de su depositación. El grado de certeza de esta medición (con ^{18}O) es de $\pm 0,2 \text{ ‰}$, o aproximadamente $0,3^\circ\text{C}$.

Como la composición isotópica es estable en el tiempo en una primera aproximación, esta relación de isótopos se ha empleado para explorar la antigüedad y clima que se encuentra registrado en los testigos de hielo recuperados con sondajes continuos desde las sabanas de hielo de la Antártica y Groenlandia. Un ejemplo de estos resultados se muestra en la Fig. 1.3.2-A, obtenidos de testigos de hielo extraídos del sitio de sondaje Sitio-2 en la Antártica.

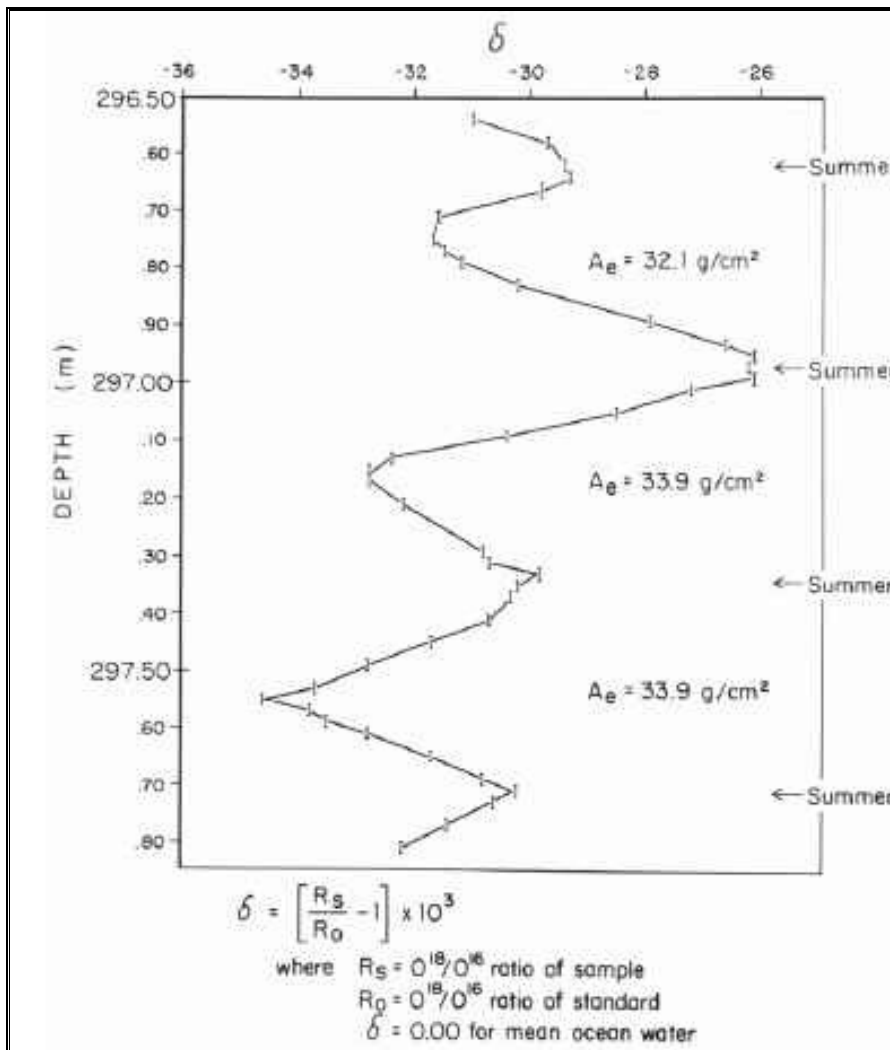


Fig. 1.3.2-A. Ploteo de resultados de mediciones de razones de isótopos estables de oxígeno, en un testigo continuo de hielo cerca de la profundidad de 300 m, en el Sitio 2, Antártica. A_e es la acumulación anual de nieve años atrás, como equivalente en agua, correspondiente a unos 725 años de antigüedad. Summer = verano, DEPTH = profundidad, mean ocean water = media de agua marina, sample = muestra, where = donde, ratio = razón.



Perturbaciones a los resultados de análisis con $\delta 0/00$ pueden ocurrir por:

- ❖ La falta de horizontes en años o ciclos sin precipitación,
- ❖ Por la erosión eólica de algunos horizontes.
- ❖ Precipitaciones ocasionales excepcionalmente cálidas o frías,
- ❖ Alteración de las variaciones estacionales por agua de fusión y difusión.

Desde luego, en ambientes de hielo temperado, con la fusión y percolación del agua de fusión en la nieve y hielo infrayacente, se produce una mezcla de las relaciones que dificulta grandemente (si no la impide directamente) cualquier interpretación.

También es posible utilizar resultados sobre concentraciones de tritio, puede que su relativamente corta vida media hace que esté ausente en hielo viejo, y en el agua de fusión derivada de esta.

De manera similar, las concentraciones de deuterio permiten evaluar la procedencia de muestras de agua en caudales distantes de los glaciares. La nieve, y el hielo derivado de ella, poseen aproximadamente similares concentraciones de deuterio (no hay decadencia radioactiva), mientras que el agua subterránea posee, habitualmente, una baja concentración de deuterio.

1.4 CLASIFICACION DE AHLMAN.

En la década de 1920-1930 Ahlman utilizó el criterio de las características termo-físicas de las masas de hielo para diferenciar dos tipos de grupos de glaciares: (a) polares y (b) temperados. Con esta clasificación se entiende que la temperatura de un glaciar polar (o “frío”) está permanentemente bajo 0°C , excepto por una poco profunda zona superficial (de pocos centímetros de espesor) la cual podría ser temperada durante el verano por las variaciones del clima. Por el contrario, en glaciares temperados la temperatura por debajo de un recurrentemente estrato “enfriado” durante los inviernos, se mantiene al punto de fusión del hielo según la presión, esencialmente a 0°C . Estos términos tienen una connotación termodinámica, puesto que suponen que glaciares del tipo polar pueden existir a relativamente baja latitudes si sus alturas son grandes. Por otro lado, glaciares temperados pueden encontrarse por sobre el círculo polar a bajas alturas donde las condiciones no son suficientemente frías.

En esta distinción está implícito el que, independientemente de la ubicación geográfica, la temperatura media interna del glaciar representa una característica que se demuestra puede afectar el balance de masa de los glaciares, y junto con ello las características generales de los glaciares. Como conclusión de esto, se enfatiza la importancia de determinar las características termo-físicas de los glaciares, y en particular sus temperaturas interiores, a veces difíciles de medir. Para contemplar esta dificultad Ahlmann introdujo una clasificación subordinada, aquella de glaciares *sub-polares*, en los cuales la penetración del calor de la estación veraniega involucra solamente a un poco profundo estrato superficial a 0°C , pero hasta una profundidad considerablemente mayor que aquella de la poco profunda zona superficial temperada en glaciares polares.



Actualmente se denomina a los glaciares sub-polares de Ahlman como glaciares politérmicos. Ciertos autores, aceptando la base de la clasificación de Ahlman, han introducido el término de glaciares *sub-temperados* para denominar así a los glaciares cuyas masas de hielo son esencialmente temperadas, pero con un significativo estrato más superficial de temperaturas bajo 0°C.

Ahlman (1948) también clasificó a los glaciares desde el punto de vista morfológico, como sigue:

- A. Glaciares que son continuas sábanas de hielo a partir de las cuales el hielo se mueve en todas direcciones.
 - i. Glaciares continentales, o hielo de interiores, cubriendo extensas áreas.
 - ii. Casquetes de hielo, de tamaño menores que los glaciares continentales.
 - iii. Glaciares de regiones altas, que cubren las porciones más altas y centrales de un área montañosa.
- B. Glaciares confinados en cursos marcados que dirigen sus movimientos principales. Se incluyen en este grupo glaciares independientes y glaciares que desaguan, o descargan, del grupo A.
 - i. Glaciares de valle, del tipo alpino.
 - ii. Glaciares de transacción, que prácticamente rellenan un sistema de valles.
 - iii. Glaciares de circo, que ocupan nichos en las faldas de los valles.
 - iv. Glaciares de falda de valle, que cubren una ladera de valle, o parte de ella.
 - v. Lenguas glaciares, que flotan.
- C. Hielo glacial que se extiende en grandes o pequeñas sábanas, como tortas sobre terreno poco inclinado al pie de áreas englaciadas. Ninguno de esta categoría es un glaciar independiente, sino que se conecta con algún otro tipo de glaciar.
 - i. Glaciar de pie de monte, formado por la fusión de la parte inferior de glaciares Bi, Bii o Biv.
 - ii. Glaciares de pie, que son las terminaciones inferiores y más extendidas de glaciares del tipo Bi, Bii o Biv.
 - iii. Plataformas de hielo.

Según esta clasificación los glaciares pueden dividirse, según su mecánica de movimiento, en dos grupos: (a) cursos de hielo, aquellos del grupo B, y casquetes de hielo, aquellos del grupo B; el grupo C es un grupo de transición. El movimiento en los casquetes de hielo se produce mayormente por la diferente presión en la masa de hielo, es multidireccional y no está controlado por la topografía basal, aunque puede estar influenciado por ella. Los cursos de hielo fluyen mayormente bajo la influencia de la gravedad, y su movimiento es unidireccional y controlado por la topografía basal.

1.5 CLASIFICACIÓN UNESCO.

1.5.1 Aspectos generales.

La clasificación UNESCO de glaciares es, esencialmente, una clasificación morfológica de estos. Pero, ni las recomendaciones de UNESCO, ni aquellas de la iniciativa GLIMS, son adecuadas para catastrar apropiadamente a los glaciares de roca y todas las formas de transición entre los glaciares “blancos” y los glaciares de roca, de amplia ocurrencia en la Cordillera de los Andes de Chile central y norte.



En los aspectos más relevantes, la clasificación UNESCO de glaciares lo hace según los siguientes criterios:

1. Clasificación primaria, según el tipo y aspecto general del glaciar.
2. Clasificación según la forma del glaciar.
3. Clasificación según las características del frente del glaciar.
4. Clasificación según el perfil longitudinal del glaciar.
5. Clasificación según la fuente de alimentación del glaciar.
6. Clasificación según la actividad de la lengua o frente del glaciar.
7. Clasificación de las morrenas del glaciar.

El término “glaciar”, a secas, incluye una amplia gama de tipos y formas glaciares y, comúnmente, suele ser utilizado indiscriminadamente para referirse a glaciares tan diferentes como las enormes masas de hielo de los glaciares en la Antártica y los pequeños glaciares de montaña, o bien tanto para los glaciares blancos como para los glaciares de roca. Esto produce visualizaciones erradas en zonas donde coexisten glaciares de aspectos tan diferentes como los glaciares de superficie blanca y los glaciares de roca. Los trabajos de este consultor en regiones donde coexisten glaciares de roca y otros glaciares de montaña, han evidenciado la necesidad de introducir una nueva clasificación de glaciares, no existente en la literatura científica al respecto, y basada en el contenido de impurezas presentes en las superficies de las masas de hielo. Esta clasificación que, esencialmente diferencia entre glaciares “blancos” y glaciares con diferentes grados de impurezas fue discutida y acordada con el consultor y glaciólogo Dr. Colin Bull durante su estadía en Chile en Noviembre de 2005; sin embargo, su empleo en el presente estudio es de exclusiva responsabilidad de los autores.

Por todo lo anterior, nosotros proponemos agregar una clasificación de glaciares adicional a aquellas de las recomendaciones UNESCO, a realizar según el contenido de impurezas de los glaciares, como se discute y detalla más adelante.

1.5.2 Clasificación primaria de glaciares.

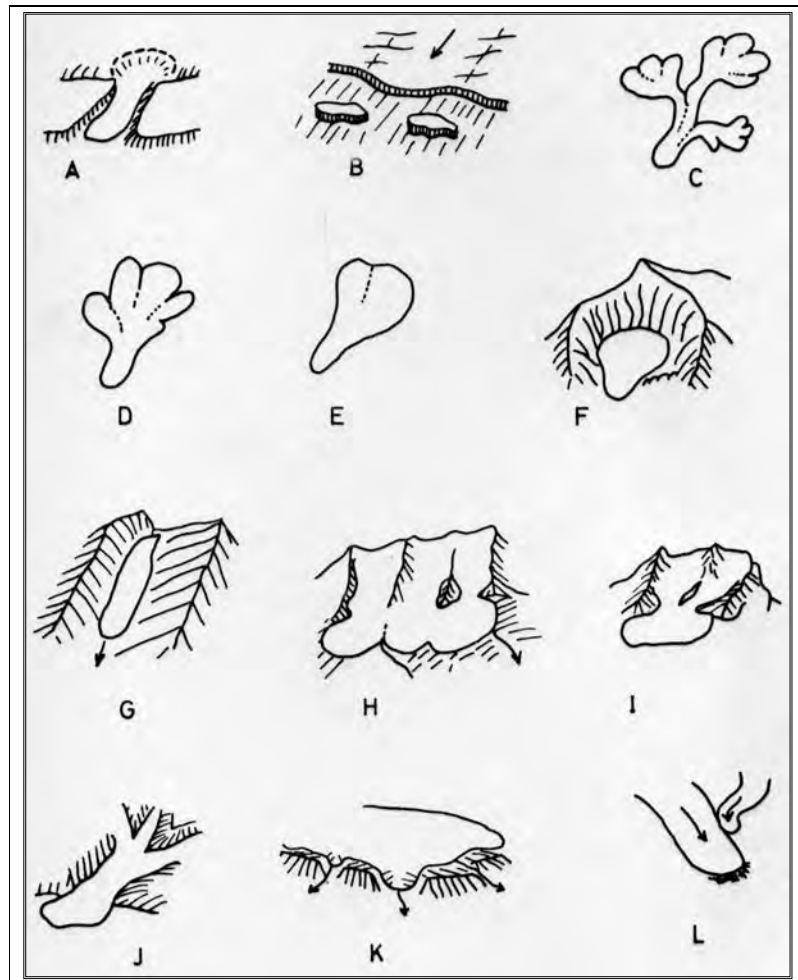
Según la clasificación primaria de los glaciares estos se describen y señalan con dígitos, como:

0. Incierto o misceláneo.
1. Sabana de hielo continental. Ejemplos: Antártica y Groenlandia.
2. Campo de hielo. Ejemplo: campos de hielo Patagónico Norte y Patagónico Sur.
3. Casquete de hielo. Ejemplo: casquete en Península Muñoz Gamero, XII Región.
4. Glaciar de desagüe. Ejemplo: glaciar Pío XI que surge del Campo de Hielo Patagónico Sur.
5. Glaciar de valle. Ejemplo: glaciar Juncal Sur, en la cabecera del Río Olivares, Región Metropolitana.
6. Glaciar de montaña. Ejemplos: los glaciares Barroso, en la cuenca del Río Aconcagua.
7. Glaciarete. Ejemplo: los pequeños glaciares en el proyecto minero Pascua-Lama, III Región.
8. Plataforma de hielo. Ejemplo: en partes de la periferia del continente Antártico.
9. Glaciar de roca. Ejemplo: aquellos en el entorno del rajo Sur-Sur de la División Andina de CODELCO.



En las sabanas de hielo los glaciares tienen mayor altura que las cumbres rocosas de la región y las cubren virtualmente en su totalidad, como en sectores de la Antártica y Groenlandia; en estos casos los glaciares fluyen en todas direcciones desde un centro de elevada cota. En los campos de hielo los glaciares inundan una región montañosa, pero no la cubren, y fluyen por los valles y pasos en diversas direcciones. La plataforma de hielo consiste de hielo originado sobre una masa terrestre (continental), que se extiende sobre el mar, y flota. El glaciar tipo casquete cubre totalmente una alta cumbre o zona, y desde esta fluye en diversas direcciones. En el resto de los casos, los glaciares se encuentran en una región montañosa, donde dominan las cumbres rocosas, y fluyen en una dirección determinada por la topografía. Una breve descripción de la clasificación primaria de glaciares es como sigue:

0. Incierto o misceláneo. Cualquier tipo no mencionado a continuación.
1. Sábana de hielo continental. Una masa de hielo que inunda cubriendo áreas de tamaño continental (mayores que un millón de kilómetros cuadrados), Actualmente existe solo en la Antártica y Groenlandia.
2. Campo de hielo. Una masa de hielo de tipo sábana o manto más o menos horizontal, de espesor insuficiente para cubrir todo el relieve subglacial. Varía en tamaño desde un glaciarete hasta un tamaño subcontinental.
3. Casquete de hielo. Masa de hielo con forma de domo y flujo radial divergente.
4. Glaciar de desagüe. Lengua glaciar que emerge de un campo de hielo, o casquete de hielo, drenándolo parcialmente. De forma bien definida, comúnmente como glaciar de valle, en su área de ablación; suele ser difícil de delinear en su área de acumulación (ver Fig. 1.5.2-A, A)
5. Glaciar de valle. Fluye por un valle bien definido. El área de acumulación es, generalmente, bien diferenciada. Es, característicamente, más largo que ancho.
6. Glaciar de montaña. De forma variada, a veces similar a un glaciar de valle pero más pequeño. Se incluye en este tipo a aquellos glaciares listados según la forma del glaciar como Circo, Nicho, Cráter y Planchón.
7. Glaciaretes (y campos de nieve). Los glaciaretes son pequeñas masas de hielo, de forma indefinida que, comúnmente, se desarrollan por acumulaciones de nieve arrastrada por el viento y depositada en depresiones del terreno, lechos de río o arroyos. También pueden provenir de avalanchas de nieve o de acumulaciones potentes que ocurren en algunos años en pendientes protegidas. El recongelamiento produce campos de hielo sólido que se mantiene al menos dos veranos consecutivos. Puede ser difícil distinguir líneas de flujo, por lo que se dificulta diferenciarlos de simples acumulaciones de nieve. Los campos de nieve no son glaciares, pero pueden incluirse en el inventario porque interesan en estudios y pronósticos hidrológicos, y porque a veces es difícil diferenciarlos de los glaciaretes.
8. Plataformas de hielo. Sábana de hielo flotante, de espesor considerable, unida a la costa y alimentada por glaciares desde el interior continental y/o por acumulación nival en su superficie o por congelamiento en la base del hielo. Es una formación característica de la Antártica. (ver Fig. 1.5.2-A, B).
9. Glaciar de roca. Masa de hielo con detritos rocosos, cubierta de fragmentos angulosos de roca. Con leve movimiento pendiente abajo. Si existen dudas respecto al contenido de hielo, las habitualmente presentes acumulaciones de neviza en las cabeceras deben ser clasificadas como glaciaretes o campos de nieve.



1.5.2-A. Tipos y formas de glaciares. (A) glaciar de desagüe, (B) plataforma de hielo, (C) cuencas compuestas, (D) cuenca compuesta, (E) cuenca simple, (F) circo, (G) nicho, (H) e (I) pie de monte, (J) pie expandido, (K) lóbulo, (L) coalescente.

1.5.3 Clasificación según la forma del glaciar.

Según su forma, los glaciares se clasifican como:

0. Incierto o misceláneo.
1. Cuencas compuestas. Una o más cuencas de acumulación que dan origen a lenguas glaciares individuales (generalmente del tipo glaciar de valle). Ver Fig. 1.5.2-A, C.
2. Cuenca compuesta. Una lengua de hielo con dos o más cuencas de alimentación (ver Fig. 1.5.2-A, D).
3. Cuenca simple. Un glaciar con una sola cuenca de alimentación (ver Fig. 1.5.2-A, E), no subdividida.
4. Circo. Glaciar que ocupa una hendidura profunda y redondeada, de paredes abruptas, en la falda de una montaña o la cabecera de un valle (ver Fig. 1.5.2-A, F).



5. Nicho. Pequeño glaciar desarrollado inicialmente en una hondonada o depresión en forma de V en la falda de una montaña. Es una forma genéticamente menos desarrollada que el glaciar de circo (ver Fig. 1.5.2-A, G).
6. Cráter. Masa de hielo que se encuentra en, o dentro de, un cráter volcánico.
7. Planchón de hielo, o falda de hielo. Masa de hielo irregular y delgada, que se adhiere a la falda de una montaña, una arista, o que desciende de una cumbre.
8. Grupo. Varias masas de hielo similares dispuestas cerca entre sí y demasiado pequeñas para numerarlas individualmente. Habitualmente grupos de glaciaretos.
9. Remanente. Masa de hielo corrientemente pequeña, abandonada por un glaciar en retroceso o separada de su fuente de alimentación. Si es inactiva no es glaciar, pero en la incertidumbre puede clasificarse como remanente.

Una forma de cuenca simple es aquella de un glaciar originado en una cuenca única, no subdividida. Ejemplo de esto podría ser el del glaciar Echaurren Norte, monitoreado por la DGA desde hace años. Un ejemplo de cuenca compuesta es el caso del glaciar Olivares Alfa, que tiene sus nacientes en cuatro sub-cuencas: la subcuenca al Sur de los cerros Negro y Barrentin, la subcuenca al Norte de los cerros La Paloma y Altar, la sub-cuenca al Este del Cerro Altar, y la sub-cuenca al Oeste del Cerro Fickenscher. No conocemos casos de un glaciar con forma de cuencas compuestas en la cordillera del centro de Chile, pero existieron en el pasado geológico: Tal es el caso del glaciar que descendía por el actual valle del Río Blanco, recibiendo aportes de masas glaciares que descendían, entre otros, por los valles de Barroso, del Estero Castro y del Alto del Potrero Escondido. Un caso similar existió en la cuenca del San Francisco, en la cabecera del Río Mapocho, con un glaciar que recibía aportes de hielo desde las cuencas San Francisco, Dolores y Plomo.

Una forma de circo es aquella del glaciar que antiguamente ocupaba el área de la actual Laguna Barroso. Forma de nicho es la de un glaciar pequeño en una depresión del terreno, como podría ser el glaciar al Sur del cerro Cuerno del Paine en la región d Magallanes. Forma de cráter es la de un glaciar que ocupa un cráter volcánico, como el glaciar Hudson en la Patagonia Chilena. Glaciar con forma de falda de hielo es el glaciar en la vertiente Sur del Cerro Dinamarca, en la cuenca del Río Blanco, que fluye en una fuerte pendiente que forma una falda de una montaña. Un típico grupo de glaciares lo conforman, por ejemplo, los glaciares del área de la Laguna del Barroso en la V Región. Glaciar remanente es una porción de hielo que ha sido separada de un glaciar mayor; casos de estas forman se observan hoy en día en algunos glaciares de la Patagonia.

1.5.4 Clasificación según las características del frente o de la lengua terminal del glaciar.

El frente, o la lengua terminal, de un glaciar se clasifica como:

0. Normal o misceláneo. El frente corrientemente convexo de una lengua glaciar.
1. Pie de monte. Masa de hielo formada por la unión de dos o más glaciares en tierras bajas. Generalmente se originan por la unión de glaciares de pie expandido (ver Fig. 1.5.2-A, H e I).
2. Pie expandido. Abanico de hielo que se origina cuando la porción inferior de un glaciar abandona las paredes confinantes de un valle y se expande al llegar a una superficie menos restrictiva y más plana (ver Fig. 1.5.2-A, J).



3. Lobulado. Parte de un Campo de Hielo o Casquete de Hielo, en forma de lengua, con dirección de flujo definida, más ancha que larga, drenando las márgenes (ver Fig. 1.5.2-A, K).
4. Desprendente. Glaciar cuya lengua terminal se extiende suficientemente en el mar o un lago como para producir témpanos. Habitualmente se trata de un frente vertical. Se incluyen aquí también las frentes desprendentes de glaciares en tierra, generalmente términos de glaciares de perfil colgantes.
5. Confluente. Glaciares cuyas lenguas se unen y se tocan (coalescen), o fluyen en forma paralela, pero pueden individualizarse fácilmente por rasgos como morrenas. La masa de un glaciar no contribuye a la del otro glaciar (ver Fig. 1.5.2-A, L).
6. Irregular, principalmente hielo limpio. Glaciares de montaña o de valle.
7. Irregular, hielo cubierto con detritos. Glaciares de montaña o de valle.
8. Lóbulo único, principalmente hielo limpio. Glaciar de montaña o de valle.
9. Lóbulo único, hielo cubierto con detritos. Glaciar de montaña o de valle.

El frente normal de un glaciar temperado concluye como una cuña de hielo sobre el terreno, como en el caso del glaciar Juncal Norte. En glaciares fríos suele ser un frente abrupto y, en glaciares de roca, un empinado talud cubierto con detritos rocosos. Frentes de forma de pie de monte se observan en algunos de los glaciares que drenan los campos de hielo Patagónico Norte y Sur. Una típica forma de pie expandido es la del frente del glaciar San Quintín, al Sur de la Laguna San Rafael, en la XI Región.

Lóbulos de hielo son las formas de algunos frentes de glaciares que se desprenden del casquete de hielo Muñoz Gamero, en la XII Región. Frentes desprendentes son aquellos desde los cuales se desprenden masas de hielo y caen al fondo del valle o a un lago proglacial; ejemplo de éstos son los glaciares Mesón Alto, en el cerro homónimo en la cordillera del centro de Chile, y el glaciar alto en el Cerro Paine, XII Región. Frentes coalescentes lo conforman aquellos de diversos glaciares de roca del sector Río Blanco en la cuenca alta del Río Blanco, cordillera de Chile central. Frente de un tributario activo lo conforman masas de hielo que se disponen, por ejemplo de manera yuxtapuesta o superimpuesta (ver Fig. 1.5.4-A). Según la forma en que se une un tributario activo a otro glaciar, esta unión se clasifica como (ver Fig. 1.5.4-A):

- a) Yuxtapuestos, uno al lado del otro en un valle glaciar, lo cual genera una banda oscura longitudinal de material detrítico proveniente de las márgenes de ambos glaciares que se unen (se las denomina morrena medial, un término poco feliz porque confunde al material que es esencialmente hielo, con las morrenas propiamente tales que es un material detrítico sin hielo).
- b) Superimpuesto, la lengua de un glaciar cabalga sobre la lengua de otro.
- c) Inserto, una lengua glaciar se inserta en la superficie de otra lengua glaciar.

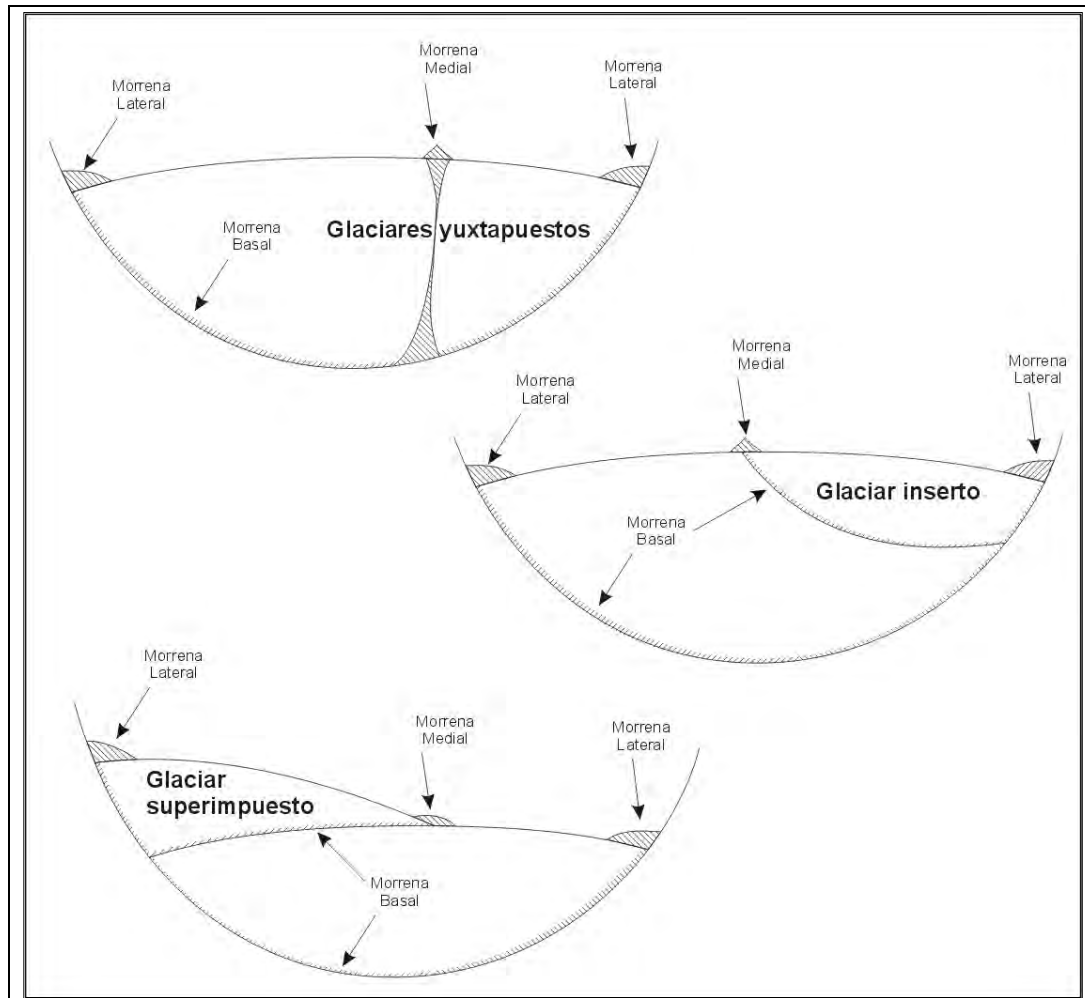


Fig. 1.5.4-A. Clasificación del tipo de unión de dos lenguas glaciares. Esquema en sección vertical transversal a los glaciares.

1.5.5 Clasificación según el perfil longitudinal del glaciar.

Según sus perfiles longitudinales, los glaciares se clasifican como:

0. Incierto o misceláneo.
1. Uniforme. Perfil longitudinal normal, regular, o bien uno ligeramente irregular con pequeños escalones que no desmejoran demasiado la apariencia regular.
2. Colgante. Un glaciar posado en la falda de una montaña de fuerte pendiente o fluyendo de un valle colgante. Habitualmente posee un frente desprenderte.
3. En cascada. Glaciar cuya superficie descende en una serie de escalones prominentes, con numerosas grietas y seracs. Los escalones son producto del flujo del glaciar sobre una masa rocosa de fuerte pendiente e irregular.
4. Caída de hielo. Glaciar con una considerable caída en su perfil longitudinal en un punto, causando una superficie muy fracturada.



5. Interrumpido o regenerado. Glaciar que se quiebra y rompe sobre una pared rocosa vertical, con desprendimientos, reconstituyéndose más abajo.
6. Ladera cubierta con neviza. Una ladera cubierta de neviza es un glaciar pequeño, formado esencialmente por neviza (nieve de más de una temporada de edad), que cubre un nicho en una ladera, con un perfil relativamente uniforme.
7. (dígito si uso).
8. (dígito sin uso).
9. Rampa de pro-talus. Es un pequeño glaciar similar a la ladera cubierta de neviza, pero al pie de un talus detrítico, y de perfil levemente cóncavo.

Las revisiones más recientes sugieren no emplear los dígitos 6 y 9 (dejarlos sin uso).

Un perfil longitudinal regular es un perfil uniformemente inclinado, con tan solo variaciones en el frente y en la cabecera del glaciar. Un glaciar colgante es aquel cuyo frente termina en un abrupto farellón rocoso, como un frente virtualmente vertical y del cual se desprenden ocasionalmente masas de hielo. Un glaciar en cascada es aquel en cuyo perfil longitudinal se observan varios escalones, que obedecen a cambios en el relieve subglacial. Una caída de hielo es un sector o frente glaciar de fuerte pendiente, y extenso fracturamiento, dentro del cual hay desprendimientos de masas de hielos y, en general, de aspecto caótico. Un glaciar regenerado es aquel existente en la base de un farellón rocoso o de una fuerte pendiente rocosa, formado por acumulaciones de hielo desprendidas de un frente glaciar ubicado a mayor cota.

1.5.6 Clasificación según la fuente principal de alimentación.

Según la fuente principal de alimentación los glaciares se clasifican como:

0. Incierto o misceláneo.
1. Nieve o nieve en deriva. La forma normal de alimentación de un glaciar es por la precipitación nival y/o por la acumulación de nieve en deriva (nieve arrastrada por el viento).
2. Avalanchas de nieve y/o hielo. En áreas montañosas altas y de fuerte pendiente es posible que la alimentación principal de algunos glaciares provenga de avalanchas de nieve y/o hielo. Este es el caso, en particular, de glaciares de roca.
3. Hielo superimpuesto. Hielo que se forma sobre la superficie del glaciar por recongelamiento de agua, habitualmente proveniente de la fusión del manto de nieve.

1.5.7 Clasificación según la actividad de la lengua.

Según la actividad de la lengua, o del frente, del glaciar, este se clasifica como:

0. Incierto.
1. Retroceso marcado. Igual o mayor que 20 m/año.
2. Retroceso leve. Menos que 20 m/año.
3. Estacionario. Sin cambio notorio.
4. Avance leve. Menos de 20 m/año.
5. Avance marcado. Igual o mayor que 20 m/año.
6. Posible surgiente. Probable velocidad en superficie de 500 m/año, o mayor.
7. Surgiente conocida. Velocidad conocida de 500 m/año o mayor.



8. Oscilante. Variaciones conocidas de la posición de la lengua, en base a observaciones regulares.

1.5.8 Clasificación según las morrenas.

Según posean o no morrenas, los glaciares se clasifican como:

0. Sin morrenas.
1. Morrena terminal.
2. Morrena lateral y/o medial.
3. Morrena de empuje.
4. Combinación de 1 y 2.
5. Combinación de 1 y 3.
6. Combinación de 2 y 3.
7. Combinación de 1, 2 y 3.
8. Detrito, posiblemente morrénico.
9. Morrenas, tipo incierto o no listado.

Esta clasificación se aplica a morrenas en contacto con el hielo y también a aquellas que no están en contacto con el hielo y, comúnmente, se encuentran aguas abajo del glaciar. Esta circunstancia, en o sin contacto con el hielo glaciar, debe especificarse.

1.6 CLASIFICACIÓN SEGÚN LA TEMPERATURA DE LA MASA DE HIELO.

La temperatura del glaciar es un importante factor al considerar el glaciar como un sistema: el agua de fusión, las tasas de erosión y de depositación, dependen directamente de las características térmicas del glaciar, especialmente en su base.

Para este tipo de clasificación de un glaciar la temperatura que importa, es aquella que se encuentra en el núcleo del glaciar por debajo del nivel de variación estacional de la temperatura, vale decir, por debajo del nivel de penetración de la onda de frío invernal, y por sobre el efecto del calor geotérmico y del calor aportado por la fricción en la base del glaciar. El punto de fusión del hielo varía solo muy levemente con la presión, de manera que en los glaciares se encuentran temperaturas de esencialmente 0°C (glaciares temperados), o bien temperaturas inferiores a 0°C (desde pocos grados a decenas de grados bajo cero) y que conforman los glaciares fríos.

En regiones donde las temperaturas medias mensuales veraniegas alcanzan por sobre 0°C, el hielo del núcleo de los glaciares se encuentra a 0° C y a estos glaciares se les denomina temperados; éste es el caso de la mayoría de los glaciares de montaña en la cordillera de Chile, excepto en zonas de cotas muy altas y de temperaturas permanentemente bajo 0° C. En regiones donde la temperatura media mensual de verano es de varios grados bajo 0° C, el hielo glaciar se encuentra también bajo 0° C y los glaciares se denominan fríos. La temperatura del hielo no es la media del aire, pues depende de los procesos de recongelamiento del agua de fusión en el glaciar. En la cordillera de Santiago se ha medido 0°C en el núcleo de glaciares a aprox. 4.400 m.s.n.m., y se ha observado la presencia de agua en grietas a cotas cercanas a 5.000 m.s.n.m.



Los glaciares fríos no aportan agua por fusión del hielo en la base del glaciar (no se produce fusión basal) y solo escasa agua por fusión en superficie (porque principalmente subliman). Algunos glaciares muy tenues, ubicados en las cotas más altas de la cordillera, pueden ser completamente fríos sólo en invierno y temperados en verano.

Los glaciares fríos se constituyen porque el escaso calor de verano no logra disipar la onda de frío invernal que se mete en profundidad en la masa de hielo, aunque puede lograr temperizar a 0°C un espesor poco profundo (centímetros o metros) de la parte más superficial de la masa de hielo que normalmente es fría. En los glaciares temperados simplemente no existe suficiente frío para bajar la temperatura de toda la masa de hielo por debajo de 0°C , pero tampoco existe suficiente calor para fundir todo el hielo. Los glaciares fríos no producen agua (evaporan y/o subliman principalmente), o producen muy poca (la fusión superficial es escasa y solo en algunos días en verano). Los glaciares fríos incluso en la base, están adheridos (“pegados”) a la base rocosa o detrítica, y su deslizamiento es virtualmente nulo (se desplazan solo por deformación del hielo), mientras que el movimiento de los glaciares temperados es debido a la deformación del hielo y también a un deslizamiento sobre su lecho.

En los glaciares temperados, con el núcleo de hielo a 0°C , no hay frío suficiente (ni en verano ni en invierno) como para congelar el agua de fusión del hielo; en el verano se observa, comúnmente, agua en grietas del glaciar y en lagunas en el glaciar, el agua de fusión en superficie se infiltra hasta la base y escurre, dando origen a esteros o ríos que emergen del frente del glaciar. Los glaciares temperados deslizan en la base; más rápido en verano por mayor presencia de agua. Por todo esto, los glaciares temperados actúan como reguladores de los caudales en la cuenca, aportando recursos en años o estaciones secas; los glaciares temperados entregan agua todo el año (por la fusión en la base en invierno), y mucho más en verano que en invierno.

Según todo lo anterior, los glaciares se clasifican (ver Fig. 1.6-A) según su temperatura como:

0. Incierto.
1. Templado, o temperado. En un glaciar templado la temperatura es aquella del punto de fusión según la presión, esencialmente 0°C , excepto en los pocos metros más superficiales, sujetos a las fluctuaciones anuales de la temperatura invernal
2. Polar, o frío. Estos son glaciares cuya superficie está siempre a temperaturas bajo 0°C . En estos glaciares no se produce agua de fusión. Si son delgados, la temperatura en la base es también inferior a 0°C , pero en glaciares de gran espesor, como en la Antártica, se encuentran sectores con temperatura de 0°C en la base.
3. Subpolar. Durante el verano, un estrato superficial de estos glaciares se tempera hasta la temperatura del punto de fusión por presión (esencialmente 0°C). En la base el hielo puede ser frío o temperado.

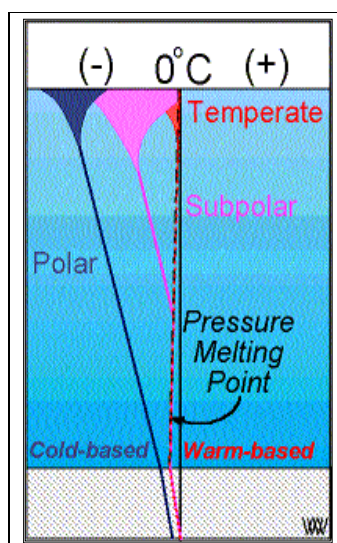


Fig. 1.6-A. Clasificación de glaciares según la temperatura de la masa de hielo.

1.7 EL PROBLEMA DE LA CLASIFICACIÓN DE GLACIARES DE ROCA.

1.7.1 Las impurezas en los glaciares.

Todas las masas de hielo de los glaciares contienen impurezas, principalmente partículas o fragmentos detríticos, desprendidos desde las laderas rocosas sobre el glaciar, por simple meteorización, arrastradas por avalanchas de nieve, llevadas por el viento, o erosionadas en las márgenes del glaciar y atrapadas por el hielo, y aquellas de los núcleos de condensación de los cristales de nieve originales. Adicionalmente, en las zonas de ablación se encuentran partículas arrastradas a la superficie a lo largo de planos de cizalle de las masas de hielo en compresión. Las partículas y fragmentos que se depositan en la Zona de Acumulación se mezclan con la masa de nieve invernal, son cubiertas por nuevos mantos de nieve, y pasan a constituir parte de la masa del glaciar como partículas atrapadas en el hielo. En la medida que el glaciar avanza, lleva los estratos de hielo con sus partículas constituyentes a cotas inferiores, donde el hielo se funde en la Zona de Ablación y las partículas que envuelve son abandonadas en la superficie del glaciar. Si las partículas y fragmentos son muchos, comienzan a formar un manto detrítico que es cada vez más potente en la medida que mayor cantidad de hielo con impurezas se funde.

Cuando las impurezas son escasas, sólo algunas pocas afloran en la superficie del manto de nieve invernal que subsiste en la Zona de Alimentación del glaciar al fin del verano, de manera que la superficie de nieve en esta zona mantiene su color blanco prístino o levemente grisáceo. Las impurezas comienzan a aflorar y permanecen en la superficie del glaciar en la zona de Ablación, pero cuando son muy escasas no modifican significativamente el aspecto blanco del hielo en la superficie del glaciar, excepto en las morrenas marginales (laterales y frontales) y mediales cuando estas existen.

Cuando las impurezas son más abundantes en el hielo del glaciar, el aspecto de la neviza (nieve vieja) en la zona de Alimentación (Acumulación) al final del verano puede ser menos prístino



(de color grisáceo) por la presencia de numerosas partículas detríticas que han sido dejadas en superficie por la fusión de parte del manto de nieve que las contenía. En la Zona de Ablación de estos glaciares el aspecto de la superficie es definitivamente de color grisáceo y puede llegar a gris oscuro (incluso conformar una tenue cubierta detrítica) en el frente del glaciar donde la fusión del hielo acumula partículas depositadas durante muchos años en las capas de hielo. El tenue material detrítico expuesto en superficie absorbe radiación solar y calor y ayuda a la fusión de la nieve o el hielo infrayacente.

Cuando las impurezas en los depósitos de nieve en la zona de Acumulación son altas (del orden de 2 % o más del volumen de nieve acumulada durante el invierno), la fusión de parte del manto de nieve invernal durante el verano deja expuesta una cantidad tal de material detrítico que este forma una cubierta aislante que protege efectivamente de la destrucción a la nieve subyacente remanente (ver Figs. 1.7.1-A y B). La cubierta detrítica es muy porosa y permeable, constituida principalmente por fragmentos gruesos (del tamaño gravas y gravillas) y angulosos, lo cual la hace una mala conductora del calor. Los espesores mínimos de la cubierta de material detrítico necesarios para constituir una carpeta protectora, que efectivamente reduzca la fusión del hielo o nieve infrayacentes, son del orden de 25 cm; con el transcurso del tiempo, y en la medida que el hielo infrayacente se funde lentamente por el escaso calor transmitido a través de la cubierta detrítica, esta aumenta su espesor, en consecuencia aumenta su efecto protector, y permite una mayor persistencia del hielo infrayacente.

A modo de ejemplo, una acumulación de nieve de 10 m de espesor con 2% en volumen de detrito, si se funde totalmente deja un espesor de 20 cm de material detrítico. Otro ejemplo, 10 m de espesor de nieve con 3 % de detritos al fundirse deja 30 cm de espesor de cobertura detrítica. Un depósito de avalancha de 15 m de espesor (espesor común en grandes avalanchas) con 2 % de detritos, produce al fin de verano una cubierta de detrito de 25 cm de espesor (fundándose 12,5 m de espesor de nieve) que protege un manto de nieve subyacente de 2,5 m de espesor.

Existen muy diferentes definiciones de glaciares de roca en el mundo, desde aquellas que los consideran acumulaciones detríticas en las cuales se ha infiltrado agua y congelado como una matriz de hielo (en realidad un suelo helado, o “permafrost”), otras que los consideran remanentes de glaciares en extinción y, entre otras, también, aquellas que los consideran formas particulares de glaciares.

El término Rock Glaciers fue introducido por Capps (1910) y se utiliza en USA, Canadá, etc. y por la gran mayoría de los autores desde entonces. Para el American Geological Institute, un Glaciar de Roca en pendientes muy inclinadas se puede llamar Talus Glacier. El término Coulees de Blocs fue propuesto en Suiza (Chaix 1923) como equivalente a Rock Glaciers; este término ha sido poco aceptado.



Fig. 1.7.1-A. Explorando con taladro para hielo el borde de una grieta de tensión en un glaciar de roca en los Andes del centro de Chile. Hielo azul en el punto de inserción del taladro, cubierta tenue de detritos sobre el hielo.

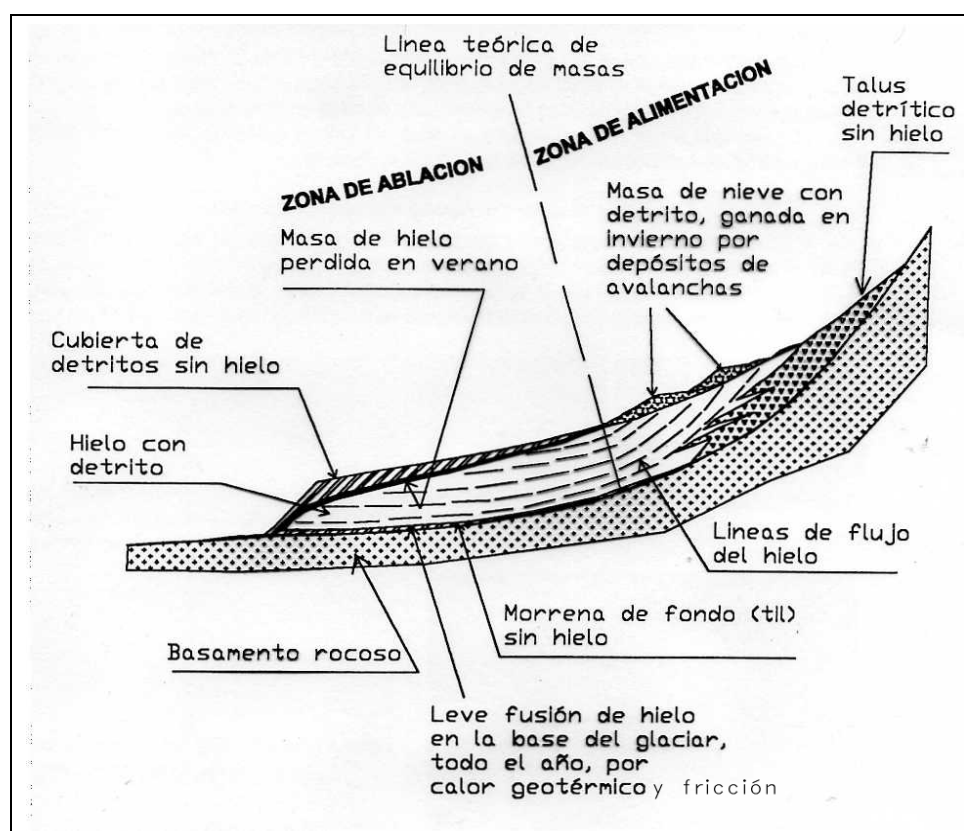


Fig. 1.7.1-B. Perfil esquemático por el eje de un glaciar de roca.



En 1941, Kesseli propuso designar Rock Streams a los glaciares de roca; su proposición no prosperó mayormente. En Francia se usa el término Glacier Rocheux (Cailleux y Taylor, 1954, y numerosos otros autores). Lliboutry (1953, 1955, 1956 y 1961) distinguió entre Glacier d' Evoulis con materiales finos y Glacier Rocheux con materiales gruesos; esta distinción no se emplea por ser poco práctica. En español, Catalano (1923) propuso el término Litoglaciares; virtualmente no se emplea.

En Alemania, se han propuesto los términos Blockgletscher (Troll 1944, Czajka 1955), Erdgletscher (Quiring 1928, Hovermann 1972) y Blockströmen o ríos de piedras (Grötzbach, 1965). En Italia se utiliza el término Pietrai Semoventi (Capello 1947, 1960 y 1963). En España, Catalano (1923) propuso el término Litoglaciares; virtualmente no se emplea.

En Argentina, Corte (1974, 1977) propuso el término Glaciar de Escombros, utilizado ocasionalmente en ese país. El mismo Corte señaló como sinónimos los términos Glaciar de Detritos, Glaciar de Bloques, Glaciar de Rocas, Glaciar de Piedras, y Litoglaciares.

Todas estas definiciones fueron realizadas sin una exploración en profundidad, sin saber como se presentaba la masa de hielo, sin más mediciones que ocasionales observaciones de desplazamiento en la superficie de algunos glaciares, y solamente observando rasgos en la superficie de los glaciares.

Tan solo con las intervenciones en los glaciares de roca realizadas en Chile como consecuencia de la minería en la alta montaña desde la década de los '80, en particular en la División Andina de CODELCO pero también (aunque en menor grado) en otras faenas mineras, se ha tenido, por primera vez en el mundo, una visión integral de estas masas de hielo. Lo que esta experiencia muestra, con los diversos estudios realizados en los glaciares de roca, es que se trata de glaciares propiamente tales, que se diferencian de otros glaciares solamente en que poseen un mayor contenido de impurezas, lo cual produce una cubierta detrítica que los cubre de manera protectora, totalmente o en gran parte.

Así, los glaciares de roca son, por definición, glaciares cubiertos en la totalidad de su zona de Ablación, y la totalidad o gran parte de su zona de Acumulación, por material detrítico en espesor suficiente para proteger parte de la acumulación de nieve infrayacente (ver esquema en Figs 1.7.1-B y C).

Por otra parte, en los glaciares blancos acumulaciones de detritos en superficie se manifiestan solamente en la zona de Ablación y pueden ir desde inexistente (glaciares blancos propiamente tales) hasta una cubierta de espesor protector cerca del frente (glaciares grises), las zonas de acumulación de estos glaciares no muestran acumulación de detritos suficiente para constituir una protección, o simplemente no muestra ninguna presencia significativa de detritos.



Fig. 1.7.1-C. Fotografía aérea con glaciares de roca en la cuenca del Río Blanco, V Región. Proyectos mineros ocupan actualmente parte del sector.

Considerando todo lo anterior, el requisito básico para la formación de glaciares de roca es que exista una acumulación muy alta de nieve con un contenido significativo de detritos. Esto ocurre normalmente en los depósitos de nieve de avalanchas donde el contenido de detritos suele ser del orden de 1 o 2 % en volumen, y en las acumulaciones de nieve al pie de farellones de roca de pobre calidad geotécnica y donde se producen continuamente pequeños desprendimientos de partículas que ruedan por el manto de nieve muy inclinada hasta pendientes más estables, donde forman concentraciones que



pueden llegar al 3 % o 4 % del espesor total del manto de nieve. Por lo mismo, es virtualmente imposible que la precipitación nival por si sola logre conformar glaciares de roca; estos se originan y encuentran donde la configuración del terreno permite la depositación de avalanchas, o bien al pie de grandes farellones de roca de pobre calidad geotécnica con importantes acumulaciones de nieve en la base. También es razonable suponer, de acuerdo con lo anterior, que normalmente los glaciares de roca subsisten durante varios años con balances de masas negativos, los cuales se compensan con un fuerte balance positivo que ocurre una vez cada varios años.

1.7.2 Proposición de clasificación de glaciares según contenido (o grado) de impurezas.

Por todo lo señalado anteriormente, es evidente que existe toda una gama de características glaciares relacionadas con el grado de impurezas presentes en las masas de hielo, desde los glaciares esencialmente blancos (ver Fig. 1.7.2-A), sin concentración de detritos en toda su superficie, hasta los glaciares de roca con una virtualmente total cubierta de detritos. También existen glaciares blancos que, debido a variaciones en sus balances de masas hacia términos cada vez más negativos, se encuentran en un proceso de transición desde ser (o haber sido) glaciares blancos, o casi blancos, a glaciares de roca, mediante la formación de una cubierta detrítica en la superficie del glaciar que es cada año más extensa.

Considerando todo lo anterior, proponemos aquí una clasificación de glaciares basada en sus coberturas (y contenidos) de impurezas, como sigue:

0. Incierto o misceláneo.
1. Glaciar blanco, sin impurezas visibles en su superficie.
2. Glaciar con morrenas en superficie; es un glaciar blanco en el cual las impurezas forman morrenas marginales y mediales que quedan expuestas en la Zona de Ablación.
3. Glaciar gris; es un glaciar con o sin morrenas en superficie, pero en cuya Zona de Ablación ocurre de manera visible la presencia de detritos u otras impurezas (como algas de diferentes colores) en superficie, desde levemente perceptibles hasta una cubierta de impurezas claramente distinguible, continua o bandeada, y que suele ser más potente en espesor de detritos hacia el frente del glaciar.
4. Glaciar en transición; cualquiera de los anteriores que se está transformando a un glaciar de roca. Características distintivas son: (i) una cubierta de detritos que se extiende sobre la casi totalidad de la Zona de Ablación, (ii) la ocurrencia de pequeñas extensiones de cubierta de detritos, como parches, dentro de la Zona de Acumulación, (iii) algunos años se presenta como glaciar blanco, o gris, pero su superficie se asemeja a la de un glaciar de roca tras algunos años de balance de masa negativo.
5. (dígito sin uso).
6. (dígito sin uso).
7. (dígito sin uso).
8. (dígito sin uso).
9. Glaciar de roca, con una cubierta de detritos que se extiende en toda la Zona de Ablación y en la totalidad, o más del 90%, de la Zona de Acumulación.

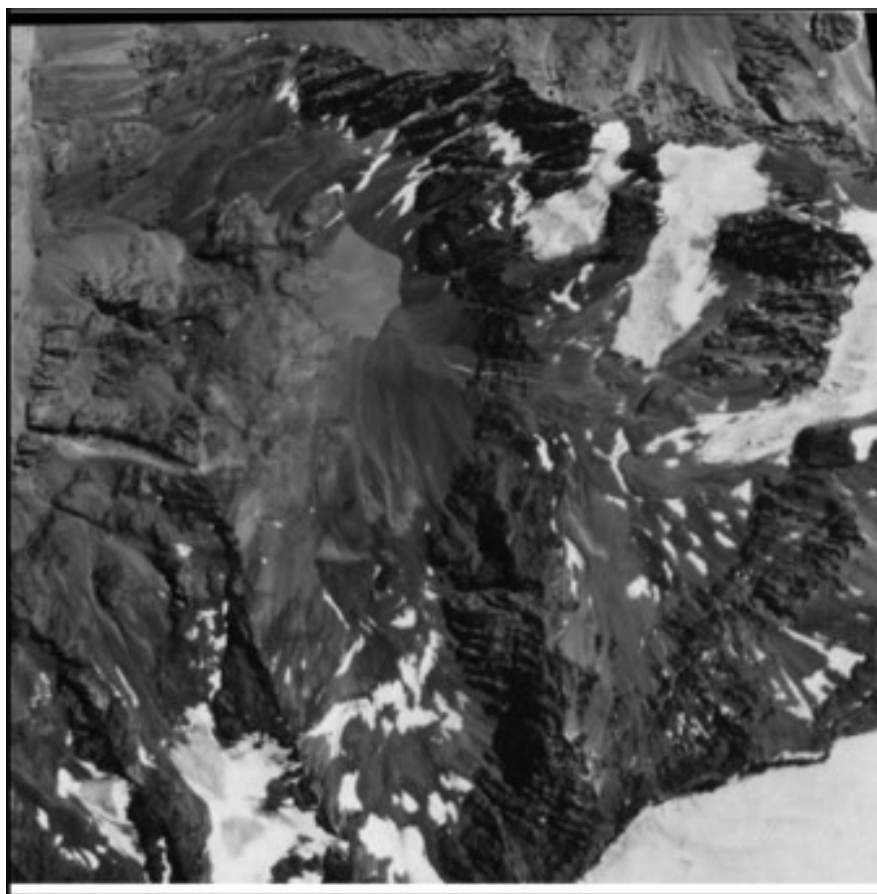


Fig. 1.7.2-A. Glaciares blancos (Barroso 4 a 7) en el sector de Laguna Barroso, V Región; en la mitad derecha superior de la fotografía aérea.

1.7.3 Otras características de los glaciares de roca.

Las velocidades de movimiento en los glaciares de roca son inferiores a las velocidades en glaciares blancos de similar magnitud y pendiente. Esto esencialmente debido a que: (i) parte del espesor del glaciar es material detrítico que no interviene en la deformación aunque sí aporta mayor carga, y (ii) espesores reducidos de hielo protegido por detritos logran subsistir por muchos años, pero con tasas de deformación interna muy bajas.

Una característica distintiva de los glaciares de roca es la ocurrencia, en la Zona de Ablación (o de compresión) de cordones arqueados hacia el frente. Estos cordones revelan el afloramiento en superficie de planos de fracturas en cizalle (ver esquema en planta y perfil en las Figs. 1.1.1.1-B y G), con una acumulación adicional de material detrítico. Formas de cordones (ver Fig. 1.1.1.1-B y esquema de Fig. 1.1.1.1-G), pero muy tenues, se observan en los glaciares en transición (existen también en los glaciares “blancos”) pero la alta tasa de fusión del hielo no permite su subsistencia, o expresión, destacada y la mayor presencia de detritos (siempre tenues) acelera la fusión del hielo, en lugar de protegerlo como ocurre en los glaciares de roca.



En los glaciares de roca, los sistemas de fractura en la superficie del glaciar, destacados en otros tipos de glaciares, suelen estar ocultos por el detrito en la superficie del glaciar y que cae en las fracturas en el hielo, rellenándolas. Debido a la forma en que se alimentan los glaciares de roca, y la presencia de la cubierta de detritos protectora del hielo infrayacente, las zonas de acumulación suelen ser pequeñas en relación con las zonas de ablación.

1.8 CLASIFICACIÓN DE CANADA.

La Dirección de Aguas del Interior del gobierno de Canadá agregó, en 1973, algunos términos a la clasificación de glaciares de UNESCO. A las **características de la lengua terminal y frente** agrega los siguientes términos:

6. Tributario activo. Lengua tributaria a una principal, con un régimen de flujo evidentemente diferente. Estos tributarios pueden contribuir al caudal del glaciar principal, pero se deben identificar separadamente. (En la clasificación de UNESCO no se diferencian o se clasifican como confluyente, no contribuyente).
7. Estancado, abandonado. El término, o frente, de un glaciar inactivo, en retroceso, a menudo con hielo muerto o con formas de termokarst (lagunas supraglaciales y hundimientos). (Previamente estaba comprendido dentro de la clasificación de actividad de la lengua o frente).
8. (sin utilizar)
9. Morrena con núcleo de hielo. Una morrena Terminal, o recesional, de la cual se cree que posee un núcleo de hielo, y que existe aisladamente. (Previamente se clasificaba como glaciar de roca).

También se agregan términos a la clasificación del **perfil longitudinal** del glaciar:

6. Pendiente cubierta de neviza. Una delgada cubierta de neviza constituyendo parte del área de acumulación de un glaciar. Como la pendiente cubierta de neviza puede representar hasta el 50% o más de algunas áreas de acumulación, y como esta parte del área de acumulación tendrá una significativamente menor profundidad y diferentes tasas de velocidad que el resto del área de acumulación, se considera separadamente. (Previamente este rasgo no se distinguía).
7. (sin utilizar)
8. (sin utilizar)
9. Rampa pro talus. Este termino considera que, debido a que varias de las características de glaciares de roca se presumen originadas en una rampa de pro talus (por ejemplo un cono detrítico, o una fuerte pendiente de detritos rocosos), esta clasificación del perfil longitudinal debiera emplearse en conjunto con la clasificación primaria de “glaciar de roca”.

1.9 CLASIFICACIÓN GLIMS.

La clasificación GLIMS de glaciares es una iniciativa de glaciólogos de varios países que buscan el empleo de imágenes satelitales para la confección de inventarios de glaciares. Esta clasificación está siendo muy utilizada. La clasificación GLIMS de glaciares se basa en la clasificación de UNESCO, a la cual agrega términos adicionales. Así, a la **clasificación primaria** de glaciares agrega el tipo:



10. Corriente de hielo. Es parte de una sábana de hielo. El hielo en la corriente fluye más rápidamente que el hielo vecino. No está restringido por las alturas topográficas que sobresalen de la sábana de hielo.

A las **características de la lengua terminal y frente** de un glaciar la clasificación GLIMS agrega los siguientes tipos:

10. Desprendente y pie de monte.
11. Desprendente y expandido.
12. Desprendente y lobulado.
13. Alimentador de plataforma de hielo.
14. Flotante.
15. Desprendente en tierra.
16. Confluente. Lengua de un glaciar tributario que se une con otro glaciar. Se diferencian de los coalescentes en que estos últimos se diferencian uno de otro.

El término Desprenderte, sin adjetivo, en la clasificación GLIMS se utiliza solamente para frentes que terminan en lagos y mar y desde los cuales se desprenden y salen flotando masas de hielo. El término Desprendente en tierra se utiliza para frentes abruptos de hielo que ocurren al llegar un glaciar, por ejemplo, a un farellón rocoso.

GLIMS agrega una clasificación adicional a aquellas de UNESCO, y se refiere a la cubierta de detritos de la lengua terminal y frente del glaciar. Esta clasificación se refiere a la cubierta notoria, de fragmentos rocosos y gravillas, angulosos, ópticamente espesas; no debe emplearse para señalar superficies de hielo levemente oscurecidas con una tenue cubierta de polvo, ceniza u otro tipo similar de material. Según esta clasificación se diferencian:

0. Incierto.
1. Sin detrito. Casi sin cubierta de detrito en la superficie del glaciar.
2. Parcialmente cubierto con detrito. Mas del 10% y menos que el 50% de la Zona de Ablación del glaciar está cubierta por detritos.
3. Mayormente cubierto con detrito. Más del 50% y menos del 90% de la Zona de Ablación está cubierta por detritos.
4. Completamente cubierta por detritos. Casi toda la Zona de Ablación del glaciar está cubierta por detritos.



2 EXPLORACIONES GEODESICAS Y GEOFISICAS EN GLACIARES.

2.1 POSICIONAMIENTO DE PUNTOS EN UN GLACIAR.

2.1.1 Los levantamientos topográficos.

El levantamiento del terreno es la técnica, y ciencia, de determinar con precisión la posición tri-dimensional de puntos en un espacio (la superficie de la tierra, o bajo o sobre ella), y de los ángulos y distancias entre ellos. Para lograr esto, los topógrafos emplean elementos de geometría, de ingeniería, de trigonometría, y de matemática y física. Los levantamientos son una parte esencial de los estudios de glaciares.

Los levantamientos topográficos establecen la ubicación y la cota de puntos en un glaciar, de manera de poder establecer distancias y diferencias de cotas entre puntos, y las diferencias tras un período de tiempo en el posicionamiento de un mismo punto, lo que refleja los movimientos de la masa de hielo. Permiten ubicar en planos estructuras en un glaciar, tales como grietas, línea de nieve y otras, y trazar curvas de nivel. Los puntos a posicionar en un glaciar pueden tener los más diversos objetivos, tales como: establecer velocidades de desplazamiento, establecer cambios de cota de la superficie del glaciar, localizar sondajes, pozos, cuadriláteros de deformación, ubicar estaciones meteorológicas y campamentos, y diversos otros.

Un levantamiento topográfico requiere controles horizontales y verticales para georeferenciar las mediciones de puntos y las cotas del terreno, y la posición de eventuales instalaciones en el glaciar.

Históricamente, las distancias se medían empleando elementos tales como cadenas y cuerdas de longitudes conocidas. Actualmente, para medir distancias relativamente pequeñas con precisión se emplean huinchas de acero o de invar (una aleación que no es afectada por cambios de temperatura). Para medir distancias grandes se emplean hoy en día equipos electrónicos.

Históricamente, los ángulos se medían empleando brújulas, las cuales proporcionaban una dirección magnética a partir de la cual se podían establecer ángulos, los cuales se fueron mejorando agregando un disco graduado a la brújula y, posteriormente un telescopio con retícula impresa para la más precisa visualización del objetivo y otro disco vertical con burbuja de nivel para medir ángulos verticales. Finalmente, se agregaron discos mejores graduados, y verniers para poder medir fracciones de grado.

El método más simple para medir cotas es aquel del empleo de un barómetro-altímetro, el que utiliza la presión de aire como indicador de la cota. Pero, para levantamientos topográficos se requiere mejor precisión, para lo cual se desarrollaron niveles de precisión, calibrados con reglas verticales.

Los levantamientos topográficos emplean el método de la triangulación para establecer posiciones, el cual requiere conocer, primero, la distancia horizontal hasta el objeto. Si esta no se conoce, pero es demasiado grande como para medirla directamente con huincha, se establece un triángulo de vértice aguzado en el objeto, y de base una distancia pequeña, posible de medir con precisión directamente (ya sea huincha o instrumento electrónico); con esta base y los ángulos hacia el objeto medido desde ambos extremos de la base, y entre la línea de base y las dos líneas hacia el objeto,



permiten calcular la distancia horizontal. Luego, es posible determinar la cota a que se encuentra el objeto, conociendo la distancia horizontal y midiendo el ángulo entre un plano horizontal y la visual hacia el objeto.

Hasta la década de 1990 los instrumentos básicos empleados en los levantamientos topográficos eran una huincha o barra metálica (preferentemente invar) para establecer una base midiendo distancias relativamente cortas, y un teodolito montado en un trípode para medir ángulos horizontales y verticales, el cual se emplea como nivel si es colocado en el plano horizontal. Empleando el método de triangulación se establecían las posiciones de puntos a partir de uno de coordenadas y cota conocidas.

Las técnicas más comunes empleadas actualmente para el posicionamiento topográfico incluyen:

- ❖ El empleo de teodolito o de una estación total.
- ❖ Posicionamiento con GPS.
- ❖ Métodos de aerofotogrametría.
- ❖ El LIDAR.

La técnica a emplear en un levantamiento, y la selección del instrumento, dependerá de la precisión que se busca y de las distancias y ángulos a medir. Ello, a su vez, depende de la magnitud de los movimientos que se espera ocurran en un glaciar. En general, los errores o imprecisiones en las observaciones de longitud no debieran exceder de 5% (el máximo permisible), lo cual significa que las coordenadas de los puntos en ambos extremos de la longitud por definir no debiera exceder de 2% a 3% del movimiento real. A modo de ejemplo, en un glaciar con movimiento del orden de 10 metro/mes, la fijación de coordenadas horizontales de un punto observado con un intervalo de tiempo de un mes no debiera tener una imprecisión mayor que 20 a 30 cm. Desde luego, cuanto menores sean los movimientos que deben medirse, mayores exigencias se plantean para la instrumentación de las observaciones, y mayor rigurosidad se exige al método del levantamiento.

2.1.2 Levantamientos con teodolito.

El teodolito (Fig. 2.1.2-A) es un instrumento óptico, para medir ángulos horizontales y verticales; es la versión más antigua, mecánica y manual, de las actuales estaciones totales. El teodolito moderno consiste de un telescopio movable, montado en dos ejes, uno horizontal y otro vertical. Cuando el teodolito se apunta hacia un objeto, es posible determinar el ángulo horizontal entre la línea hacia ese objeto y aquella hacia otro objeto visado previamente. El ángulo vertical se determina a partir de la horizontal, esencialmente con una burbuja de nivelación en el instrumento mismo. Al teodolito con capacidad de medir ángulos verticales en 360° se le denomina tránsito.

En los levantamientos con teodolito se miden los ángulos horizontales y verticales entre puntos, y se calculan las posiciones (o coordenadas de los puntos) conociendo la distancia a lo menos entre dos puntos de toda una red de puntos. El teodolito mide los ángulos, mientras que las distancias se miden ya sea con una huincha metálica calibrada, o con una barra calibrada invar (ver Fig. 2.1.2-B) o, mas habitualmente, con un medidor electrónico de distancias (EDM, Electronic Distance Meter).



Fig. 2.1.2-A. Empleo de un teodolito liviano montado en un trípode, para trabajos en montaña, en un glaciar en Alaska. El paraguas protege al instrumento tanto de la lluvia como de los efectos del sol.



Fig. 2.1.2-B. Empleo de una barra invar para medir distancias, montada en un trípode, en el glaciar Sherman, Alaska. La barra es de una longitud fija e invariable, con marcas en sus extremos; con teodolito se observa la barra en un ángulo recto, y se determina el ángulo que forman las visuales a los extremos de la barra. Por simple geometría, conociendo la longitud de la barra y el ángulo de las observaciones, se calcula la distancia. Se emplea en las mediciones de distancias relativamente cortas, de pocos centenares de metros.

El **invar**, también llamado **FeNi36**, o **nivarox**, es una aleación de hierro (64%) y níquel (36%) con muy poco carbono y algo de cromo. Por su pequeño coeficiente de dilatación (ver Fig 2.1.2-C) se emplea en la fabricación de piezas de precisión (relojería, aparatos de física, válvulas de motores, etc.) y, especialmente, en instrumentos para medir longitud, tales como los utilizados en topografía. Fue inventada por Charles Edouard Guillaume en 1896 y el mismo fue galardonado con el premio Nóbel de Física en 1920 por dicho descubrimiento. El invar es un material de alto costo y posee cierto grado de fluencia, por lo que debe ser tratado en concordancia.

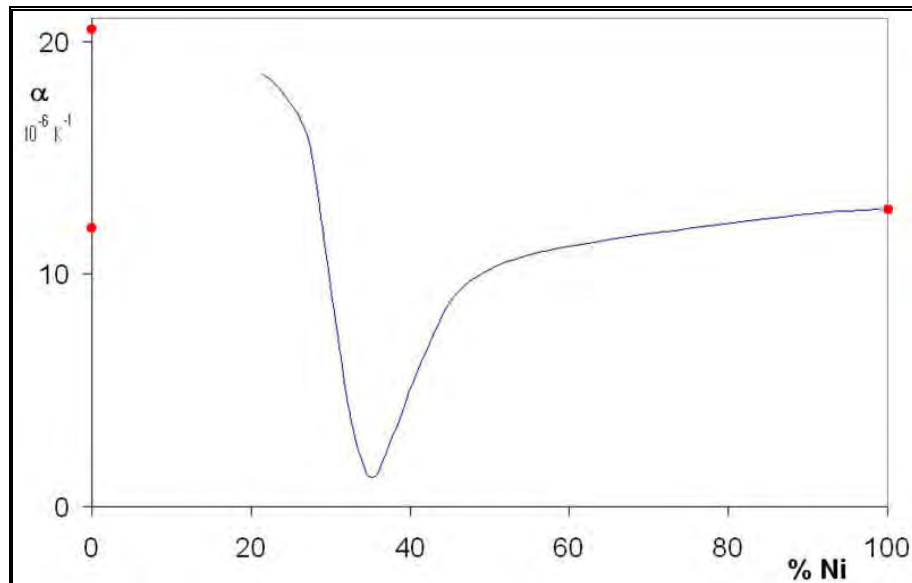


Fig. 2.1.2-C: Variación del coeficiente de dilatación (α) del invar en función del contenido de níquel.

2.1.3 Empleo de EDM.

Un EDM puede medir grandes distancias, de varios kilómetros, de manera rápida y con precisión. Su desarrollo ha sido un gran avance en las técnicas de la topografía de terreno. El EDM es un aparato que emite un pulso de rayo infrarrojo, el cual es reflejado desde un prisma colocado en el punto cuya distancia con la estación se desea medir; el tiempo entre la emisión del pulso y la recepción del reflejo indica la distancia, conociendo la velocidad de propagación del pulso.

El prisma que refleja la señal EDM debe ser altamente reflejante, normalmente consta de un cilindro de algo 6 a 8 cm de diámetro y cerca de 10 de largo, uno de cuyos extremos posee una cubierta de vidrio y en el otro un cono truncado. El prisma se coloca sobre un mástil graduado (para establecer la altura sobre el punto) y equipado con burbuja de nivelación, el cual un operario emplea para posicionarlo verticalmente sobre el punto que se desea medir. Mejor precisión se obtiene colocando el prisma sobre un trípode (ver Fig. 2.1.3-A) con cabezal que permite centrar el prisma verticalmente sobre el punto. El prisma se orienta hacia el EDM para obtener la mejor reflexión y señal en el equipo.

Para mejorar la puntería (y leer los ángulos correctamente) desde un teodolito o estación total hacia un prisma, es conveniente que este cuente con una placa que lo rodea e indica el centro exacto del

prisma (ver Fig. 2.1.3-B). En algunos casos es conveniente agrupar más de un prisma a modo de un solo reflector.



Fig. 2.1.3-A. Instalando un prisma montado sobre trípode, en la superficie de un glaciar de roca en la cordillera del centro de Chile.



Fig. 2.1.3-B. Prisma Seco centrado en placa de puntería.

La precisión de las mediciones con EDM suele ser de 5 mm más tres partes por millón de la distancia medida.

2.1.4 Levantamiento con Estación Total.

Los levantamientos con estación total (ver Fig. 2.1.4-A) son similares a un levantamiento con teodolito. En realidad, una estación total no es más que un teodolito (o tránsito) electrónico y un EDM en un solo instrumento, mas un pequeño computador externo que almacena datos y para lo cual cuenta con el programa adecuado. Las estaciones totales son una técnica bastante empleadas en la actualidad. Para el empleo habitual en terreno, la estación se monta sobre un trípode.



Fig. 2.1.4-A. Empleando una estación total en la margen de un glaciar en la cordillera del centro de Chile.

Con una estación total tanto los ángulos como las distancias se miden electrónicamente, y los datos se almacenan digitalmente. Esto facilita los levantamientos, permite mayor rapidez, y mejora la precisión. Los datos almacenados digitalmente se procesan con programas dedicados a ellos, de manera que los resultados se obtienen con prontitud.

Las estaciones totales más modernas pueden ser completamente robotizadas, colocarse en un punto fijo y transmitir información desde el terreno a la oficina. Pueden programarse para que “barran” el terreno cada cierto tiempo, midan automáticamente los ángulos y distancias hacia prismas pre-establecidos en el terreno, y transmitan vía radio-enlace, o vía internet, la información a distancia. Incluso pueden conectarse con sistemas GPS.

Las mediciones de ángulos y distancias son, esencialmente, acciones diferentes. Primero se apunta el telescopio hacia el prisma en el objetivo y se determinan los ángulos, y luego se miden las distancias con el EDM, todo lo cual toma solamente segundos. Si el prisma está montado sobre un mástil y es manejado manualmente, es común que sea difícil mantener la verticalidad, sobre todo con viento, lo que obliga a repetir mediciones. Si el prisma, o la estación total se monta en un trípode y este se coloca sobre hielo o nieve, las puntas del trípode se hunden y no se obtiene la verticalidad; una forma de reducir este problema es empleando pequeñas tablas de madera que, colocadas en las patas



del trípode ayudan a reducir los hundimientos y mantener la verticalidad del instrumento. Lo mismo ocurre al montar trípodes sobre suelos blandos.

Al emplear una estación total debe cuidarse de orientar el equipo al Norte tras cada encendido, y de portar suficientes baterías de repuesto para comprender todo el tiempo de uso hasta la próxima recarga de baterías.

Las estaciones totales comunes pueden medir ángulos hasta en el rango de 5 segundos de arco. Estaciones de alta precisión pueden leer ángulos dentro del rango de 0,5 segundos.

2.1.5 Sistemas inerciales.

En un levantamiento con sistema inercial, una plataforma equipada con sensores de movimiento se ubica en un punto inicial de coordenadas y cotas conocidas. En la medida que la plataforma se mueve de punto en punto, las posiciones y cotas de los nuevos puntos se calculan en base a la dirección y distancia que la plataforma recorre.

Los sistemas inerciales han sido desarrollados principalmente como ayudas a la navegación y, en levantamientos topográficos, fueron utilizados básicamente para densificar las redes de estaciones de control. Actualmente estos sistemas se continúan desarrollando y forman parte importante de nuevas tecnologías para posicionamientos, empleándose en casos tan diversos como el control de sondajes, o la navegación con vehículo. En realidad, los sistemas inerciales pueden emplearse con cualquier objeto en movimiento, y de hecho se utilizan en vehículos, aeronaves, naves y submarinos, vehículos espaciales, misiles dirigidos, y diversos otros. Sin embargo, el costo y lo complejo de estos sistemas si establecen limitaciones para su empleo.

Los sistemas utilizan un computador y una plataforma con sensores de movimiento (acelerómetros, giróscopos, y otros tipos de sensores de movimiento) para, partiendo de un punto de coordenadas y cotas conocidas, calcular continuamente la posición, orientación y la velocidad de desplazamiento del objeto en movimiento, sin necesidad de contar con referencias externas. También se le puede proporcionar una velocidad y dirección inicial de movimiento, y registrará las posiciones en el tiempo con los cambios que hayan ocurrido.

A un sistema inercial se le provee con las coordenadas y cota de su posición inicial, y puede calcular continuamente su posición en tiempo real integrando la información que le entregan los sensores de movimiento. El sistema inercial puede detectar cambios en su posición geográfica (por ejemplo un movimiento hacia el Sur o al Este), un cambio en su velocidad y dirección del movimiento, y cambios en su orientación (la rotación entorno a un eje). El sistema detecta estos cambios midiendo las aceleraciones lineales y angulares que se le aplican, y como tras su inicialización no requiere referencias externas, es inmune a eventuales interferencias.

En una plataforma en movimiento que cuenta con un sistema inercial, los giróscopos miden la velocidad angular del sistema. Empleando los parámetros iniciales de posición, y de dirección y velocidad de movimiento, e integrando la velocidad angular, la orientación del sistema es determinada continuamente sea cual fuere el cambio de dirección de movimiento, ya sea en la horizontal o la vertical, no así la velocidad del movimiento o de deslizamientos laterales. Son los acelerómetros los



que miden la aceleración lineal del sistema, dentro del marco inicial de referencia, pero en direcciones que solo pueden medirse en relación con el movimiento del sistema (puesto que los acelerómetros están fijados al sistema y rotan con el sistema, pero no establecen su propia dirección). Esto puede asimilarse a un pasajero en un vuelo nocturno, que se siente presionado contra su asiento cuando el avión acelera, o empujado hacia delante cuando desacelera, o cuando siente ascensos y descensos, o cuando siente virajes laterales, pero no sabe en que dirección se mueve a menos que sepa en que dirección se movía cuando comenzó a sentir las aceleraciones.

Sin embargo, si el sistema conoce la condición inercial inicial, y midiendo las velocidades angulares y las aceleraciones lineales, puede determinar con precisión la aceleración lineal. Así, integrando la aceleración inicial (empleando la velocidad original como la condición inicial) con las ecuaciones kinemáticas adecuadas, se obtienen las velocidades inerciales del sistema, e integrando nuevamente (empleando la ubicación inicial y la condición inicial), se obtiene la posición inercial en cualquier momento.

Todos los sistemas inerciales sufren problemas derivados de la integración de derivas. Pequeños errores en la medición de aceleraciones y velocidades angulares, se adicionan originando errores progresivamente mayores en las velocidades, los cuales se traducen en errores aún mayores en la posición. Las incertidumbres de todos los sistemas inerciales son del orden de algo menos de un kilómetro por horas de movimiento en cuanto a la posición, y del orden de una décima de grado por hora en cuanto a la orientación. Una manera de reducir los errores es deteniendo esporádicamente el movimiento (registrar cero velocidad), y pasando sobre puntos de coordenadas y cotas conocidas. Otra forma es integrando los sistemas inerciales con GPS, en particular cuando el levantamiento debe hacerse con momentos en los cuales el sistema GPS no puede operar (por ejemplo, pasando entremedio de un bosque, o pasando por un túnel).

2.1.6 GPS.

La tecnología precursora de los actuales GPS (Global Positioning System), fue aquella de los aparatos Doppler. Los equipos Doppler recibían, en terreno, los datos transmitidos por satélites Doppler, a partir de los cuales se podían calcular (en oficina) las posiciones y las cotas. Actualmente los Doppler han caído en desuso, pero fueron empleados para el control de levantamientos y formaron parte del desarrollo de las redes topográficas básicas de muchos países.

La tecnología GPS utiliza algunos de los numerosos satélites GPS (más de 24 aquellos de Estados Unidos de Norte América) que orbitan la tierra cada uno dos veces al día, en trayectorias conocidas con alta precisión. Los satélites transmiten continuamente señales hacia la tierra; los receptores GPS reciben esta información, comparan el tiempo transcurrido entre la emisión de la señal por el satélite y el recibido por el GPS en terreno, y calculan la distancia entre el satélite y el receptor en el terreno a partir de esta diferencia de tiempo. Para determinar la posición de puntos en la superficie de la tierra (en este caso en glaciares) a partir de las señales emitidas por los satélites y recibidas por equipos GPS en el terreno, debe hacerse una triangulación con señales similares transmitidas por otros satélites. Las señales recibidas son procesadas por los mismos equipos en terreno, permitiendo conocer de manera casi instantánea la posición de los equipos. La mejor precisión en el posicionamiento se obtiene con el mayor número de satélites que el equipo en terreno puede captar simultáneamente



(idealmente debieran ser al menos cuatro), y reiterando los datos de posición en un mismo punto antes de mover el equipo a otro punto.

La actual precisión de los levantamientos con GPS es del orden de 20 mm en las coordenadas horizontales, y del orden de 40 mm en las verticales. El sistema GPS es incapaz de recibir señales entre la vegetación, de manera que no es utilizable bajo una cubierta forestal.

El empleo de GPS para el posicionamiento de puntos en un glaciar implica, generalmente, efectuar el siguiente proceso:

- ❖ Un receptor GPS se centra sobre un punto en el área, de coordenadas conocidas, y otro GPS se centra sobre otro punto fijo fuera del glaciar pero cercano a este, preferentemente anclado en roca, cuyas coordenadas se desea establecer y que servirá como punto base del levantamiento.
- ❖ En ambos receptores de GPS se reciben señales de satélites durante varias horas. Combinando las lecturas de ambos GPS, es posible calcular con adecuada precisión las coordenadas del nuevo punto fijo, el que puede emplearse, entonces, como una nueva base de referencia.
- ❖ Para determinar las coordenadas de puntos en el glaciar, se coloca un GPS en el nuevo punto fijo, mientras con otro GPS se recorren los puntos en el glaciar cuyas coordenadas se desea establecer (ver Fig. 2.1.6-A). Mediciones rápidas de cada punto en el glaciar, de unos 15 minutos de duración en cada punto con repetidas lecturas de coordenadas (recibe señales y calcula nueva coordenada cada 15 segundos aproximadamente), y combinando estas con las lecturas en el punto fijo, permiten lograr precisiones en la posición de cada punto del orden de 10 a 20 cm; con la repetición de las mediciones en cada punto durante dos o más horas, es posible lograr precisiones de pocos centímetros.



Fig. 2.1.6-A. Levantamiento con GPS en un glaciar de la cordillera del centro de Chile. El receptor de GPS se ubica en la mochila de la persona en primer plano, con la antena en forma de disco sobresaliendo de ella.

2.1.7 LIDAR.

La tecnología LIDAR (Light Detection And Ranging) emplea lasers montados en aeroplanos, o helicópteros, los que barren el terreno calculando distancias (ver esquema en Fig. 2.1.7-A). Empleando las distancias medidas, y los ángulos de las mediciones, y conociendo la posición del escáner del LIDAR, se calculan las posiciones y cotas de los puntos en el terreno.

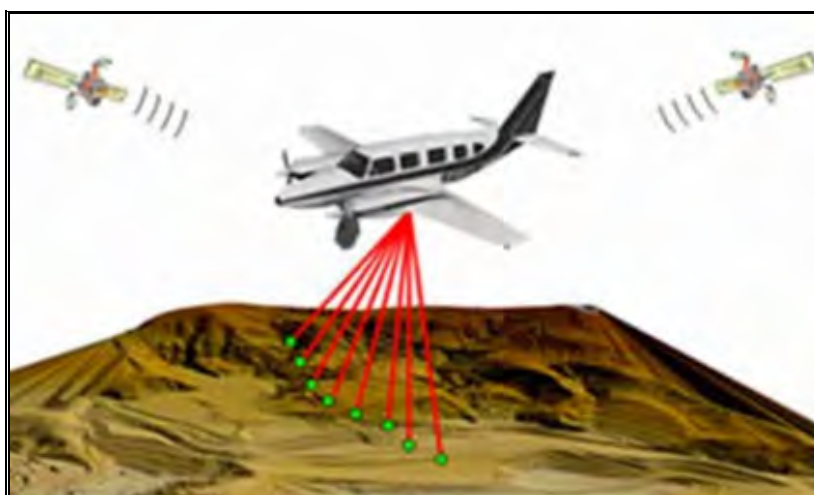


Fig. 2.1.7-A. Esquema de obtención de datos con el sistema LIDAR montado en una aeronave cuya posición se determina con señales satelitales mediante GPS.

LIDAR es una tecnología óptica de sensor remoto que mide las propiedades de la luz difusa para encontrar la distancia, u otras propiedades, de un objeto lejano. El método actualmente más común para medir la distancia a un objeto, o superficie, es el empleo de un pulso láser. El sistema LIDAR, montado en un aeroplano u helicóptero utiliza una combinación de DGPS y sensores inerciales para registrar su posición, y es capaz de entregar una alta densidad de puntos del terreno con relieve en 3D. El sensor láser recibe múltiples retornos desde el terreno y, procesando los datos, puede crear modelos de la superficie del terreno que no son alterados por la vegetación presente. Varios de los operadores de sistemas LIDAR ofrecen, junto con los datos recogidos por este sistema, orto-imágenes capturadas simultáneamente en los vuelos, similares a aquellas producidas con aerofotogrametría.

El es una tecnología similar al radar, pero se diferencia de este que en lugar de usar ondas de radio, usa un haz de luz láser pulsante en la banda del infrarrojo cuya frecuencia de pulsación es de 33MHz y cuya longitud de onda es de 904nm. Un sistema LIDAR emite pulsos de luz que se reflejan en el terreno y otros objetos de cierta altura. Los fotones de los pulsos reflejados son transformados en impulsos eléctricos e interpretados por un registrador de datos de alta velocidad. Puesto que la fórmula para la velocidad de la luz es bien conocida, los intervalos de tiempo entre la emisión y la recepción se pueden calcular fácilmente. Estos intervalos son transformados en distancia ayudados por la información posicional obtenida de los receptores GPS del avión/terreno y de la unidad de medición inercial de a bordo (IMU), la cual registra, constantemente, la altitud de la aeronave. Los sistemas



LIDAR registran datos de posición (x, y) y de elevación (z) en intervalos predefinidos. Los datos resultantes dan lugar a una red de puntos muy densa, típicamente a intervalos de 1 a 3 metros. Los sistemas más sofisticados proporcionan datos de primer y segundo retorno que proporcionan alturas tanto del terreno como de su vegetación. Las alturas de la vegetación pueden proporcionar la base de partida para el análisis de aplicaciones de diferentes tipos de vegetación o de separación de altura.

Con el sistema LIDAR montado en naves aéreas, se cuenta con la capacidad de registrar amplias superficies de terreno en tres dimensiones, incluso bajo cubiertas forestales, mientras que el tratamiento digital de los datos reduce a un plazo de tiempo pequeño la demora entre la toma de datos y la producción final de un DTM (modelo digital del terreno).

Normalmente, la precisión de los datos en la horizontal es de 0,6 m, y de 0,15 m en la vertical; dependiendo de la altura de vuelo la resolución en la vertical puede bajarse hasta aproximadamente 5 cm, pero con grandes alturas aumenta hasta 40 cm o más, como suele suceder en terrenos montañosos. Sin embargo, como la resolución de altura de un punto particular se basa en la frecuencia del sensor del LIDAR y en la velocidad de vuelo en que está montado el sistema, aquellos sistemas montados en aeroplanos son menos precisos que aquellos en aeronaves que pueden volar más lentamente, como los helicópteros; esta desventaja se refleja en que los modelos compilados desde datos obtenidos con un aeroplano muestran con menor fidelidad los detalles del relieve del terreno. Para mejorar la precisión del levantamiento, se colocan en el terreno emisores de señales, separados aproximadamente 20 km en vastas áreas, o menos para levantamiento en áreas pequeñas.

Por lo anterior, la actual mejor resolución del sistema LIDAR se obtiene con el empleo de helicóptero, bajo el cual se suspenden tres escáner láser y, eventualmente, otros sistemas de captura de imágenes. Actualmente, se utiliza el LIDAR como una manera rápida de levantar grandes áreas.

Una ventaja significativa de esta tecnología, con respecto a otras, es que los datos pueden ser adquiridos en condiciones atmosféricas en las que la fotografía aérea convencional no puede hacerlo. Por ejemplo, la toma de datos puede hacerse desde un avión en vuelo nocturno o en condiciones de visibilidad reducida, como las que se dan con tiempo brumoso o nublado.

2.1.8 Aerofotogrametría.

La fotogrametría es la técnica, o ciencia, de obtener información cuantitativa mediante mediciones en pares de fotografías que cubren un mismo terreno pero tomadas desde puntos algo distantes entre sí. Si bien esto puede hacerse con cualquier par de fotografías, el sistema se ha desarrollado enormemente para el empleo de fotografías obtenidas desde aeronaves; estas fotografías, obtenidas con condiciones geométricas apropiadas (entre otros, conocimiento de la distancia focal de la cámara fotográfica, de la cota de vuelo, y de la horizontalidad del plano de vuelo en que va montado el sistema), y con algunos puntos de control en el terreno (de coordenadas y cotas conocidas), pueden ser procesadas empleando programas computacionales dedicados, para obtener coordenadas y cotas de cualquier punto en el terreno. Así, y en resumen, la aerofotogrametría utiliza pares de fotografías aéreas con los cuales crear imágenes en 3D, a partir de las cuales es posible establecer distancias y cotas del terreno, y luego calcular coordenadas y diferencias de cotas; los pares de fotografías se pueden observar con un efecto 3D, empleando desde simples estereoscopios de bolsillo, hasta voluminosos instrumentos ópticos especializados.



El desarrollo de aplicaciones fotogramétricas para PC ha reemplazado a los anteriormente complejos sistemas e instrumentos óptico-mecánicos (análogos), permitiendo el acceso de no-especialistas a la fotogrametría, permitiéndoles generar ortofotos y DEM (modelos digitales del terreno, con cotas). El proceso fotogramétrico moderno permite generar mapas topográficos a partir de fotografías aéreas, crear detallados DEM (Digital elevation Model), y corregir geométricamente las imágenes fotográficas (que suelen tener desviaciones). Las orto imágenes y los DEM asociados son, virtualmente, parte integral de cualquier estudio del terreno.

2.1.9 Posicionamiento por triangulación.

2.1.9.1. Red de triangulación.

La red de triangulación consiste en una malla de puntos en el terreno (ver ejemplo en Fig. 2.1.9.1-A), de coordenadas y cotas conocidas, a partir de los cuales se calculan las coordenadas y cotas de otros puntos en el terreno (o en un glaciar) utilizando ecuaciones geométricas. Los puntos de la red de triangulación forman triángulos y cuadriláteros, de cuyo diseño depende, en parte, la precisión de la red; en general, mientras más similares sean los ángulos de cada figura geométrica, mejor es la precisión de la red, suponiendo que no existen errores en las mediciones, más allá de lo que permite la precisión del instrumento empleado en la medición de los ángulos. Por esto, el diseño de una red de triangulación debe planificarse con cuidado, considerando la intervisibilidad del mayor número de estaciones en la red, y procurando que la red permita visualizar todos los puntos que deban instalarse en el glaciar. También debe considerarse la facilidad de ocupación de cada estación, tanto desde el punto de vista de la accesibilidad, como de comodidad en la instalación del instrumento y su trípode y para la movilidad del observador en torno al instrumento.

No todas las estaciones de la red pueden ser necesarias para establecer las coordenadas y cotas de los puntos en un glaciar, pero el número de estaciones debe ser el necesario para proporcionar buena consistencia a la red.

Los puntos de la red, o estaciones, deben estar firmemente anclados en el terreno, de manera inamovible y cementados en un monolito si es necesario, por lo cual deben ubicarse fuera del glaciar (excepto casos especiales, de glaciares muy grandes, donde deben emplearse estaciones temporales, de tránsito). De preferencia, los puntos deben colocarse en afloramientos rocosos, y consistir de estacas metálicas ancladas en la roca y marcadas con un centro (por ejemplo una X grabada) sobre el cual se posiciona el instrumento (aunque existen técnicas para posicionar el instrumento algo distante del punto y luego corregir las observaciones para que aparezcan como centradas en el punto). Existen normas y recomendaciones respecto a como calcular una red partiendo desde las líneas bases, de manera de minimizar las imprecisiones propias de las observaciones con instrumentos, las que siempre ocurren, debidas en parte a la precisión del instrumento utilizado y en parte a las condiciones de refracción de la visual en las masas de aire; no se expondrán aquí esas normas, cuyo detalle, en realidad, está fuera del alcance de este manual. Al calcular las coordenadas y cotas de los puntos de una red, y dependiendo de la longitud de la red, puede ser necesario considerar la esfericidad del geoide.

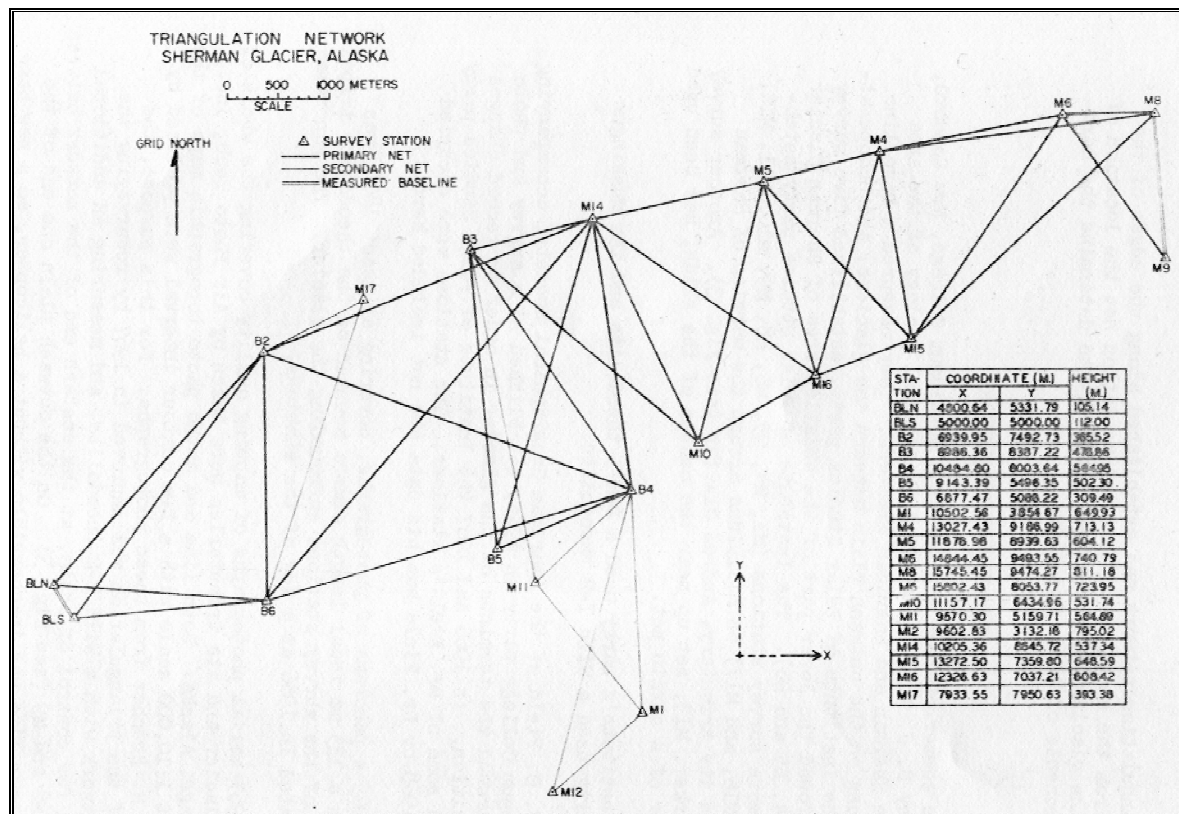


Fig. 2.1.9.1-A. Red de triangulación de 12 km de largo, entorno a la lengua terminal del glaciar Sherman, Alaska. Líneas gruesas = red primaria, líneas delgadas = red secundaria, líneas dobles = líneas bases en ambos extremos de la red (BLN-BLS y M8-M9) y cuyas longitudes fueron medidas.

2.1.9.2. Los puntos a triangular.

Los puntos a triangular en un glaciar pueden ser objetos o balizas en la superficie del glaciar. Si la superficie del glaciar en que se ubican los puntos es la neviza o nieve en la Zona de Acumulación, las balizas pueden ser tan simples como estacas hincadas en la nieve, y de altura adecuada para que no sean cubiertas por nevadas sucesivas, hasta torres metálicas de varios metros de altura y adecuadamente ancladas para que su propio peso no la hunda en la nieve.

En superficies de hielo las balizas deben ser hincadas en una perforación en el hielo, realizada con algún tipo de taladro para hielo, como taladro manual o mecánico, barreno sacatestigo, taladro térmico (que emplea agua caliente o vapor para calentar el extremo de una sonda), u otros medios que se señalan más adelante.

En superficies de hielo cubiertas con detrito, como en glaciares de roca, debe cuidarse que el constante movimiento natural del detrito debido a la fusión o deformación del hielo infra-yacente no perjudique la marca. Nuestra recomendación para estos casos es: (a) utilizar estacas ancladas en el hielo bajo el detrito, e instaladas en un pozo que se debe excavar en el detrito previamente, o (b) utilizar estacas de madera simplemente bien ancladas en el mismo detrito y sobresaliendo de el lo mínimo



necesario para mostrar el punto. En este último caso, y para señalar la ubicación del punto, puede instalarse una banderola cercana a él, pero no en la estaca que se emplea para posicionar el punto.

Como se ha indicado previamente, las coordenadas del punto en el glaciar se determinan, y en resumen:

- ❖ Triangulando desde dos estaciones de coordenadas conocidas, sin necesidad de acceder al punto mismo.
- ❖ Midiendo ángulo y distancia desde una estación de coordenadas conocidas, y para lo cual es conveniente instalar previamente un prisma en el punto.
- ❖ Estableciendo las coordenadas y cotas del punto con GPS, para lo cual es conveniente instalar una antena receptora de señal GPS en el punto.
- ❖ Llegando al punto con sistema inercial, habiendo partido desde otro de coordenadas conocidas.
- ❖ Empleando el sistema LIDAR, reconociendo el punto desde una plataforma aérea.
- ❖ Ubicando el punto mediante aerofotogrametría.

2.1.10 Imágenes disponibles del terreno y glaciares.

Las imágenes que pueden utilizarse en un estudio de glaciares son fotografías de terreno (incluyendo antiguos dibujos), fotografías aéreas, e imágenes satelitales.

Las fotografías de terreno se encuentran en informes, estudios, y en colecciones de privados que han trabajado en montaña. Desde luego, también pueden ser obtenidas en nuevas campañas de terreno. Idealmente, debiera establecerse (marcarse en terreno, con marcas permanentes) puntos en el entorno de glaciares desde los cuales repetir, cada cierto plazo, la obtención de fotografías. Para manejar fotos en 3D, es conveniente tomar pares de fotos desde puntos algo separados (puede ser incluso pocos metros de separación), con lo cual se obtiene el efecto 3D al visualizar ambas fotos simultáneamente y con equipo apropiado.

Las fotografías aéreas disponibles se encuentran ofrecidas al público en el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (www.saf.cl/). La información está ordenada en planos donde se ubican los centros de los diferentes juegos de fotografías aéreas, y ello puede ser consultado fácilmente a través del servicio de internet. Lamentablemente hay información en INTERNET que no se puede acceder. En el mercado chileno existen diversas empresas que proporcionan servicios de adquisición de fotografías aéreas, y de su procesamiento, contando para ello con plataformas aéreas y el equipamiento necesario.

De especial interés, puesto que son las fotografías aéreas más antiguas del país y son de extrema utilidad al analizar variaciones glaciares, son aquellas del juego TRIMETROGON, existentes en las bodegas del Instituto Geográfico Militar. Estas fotografías fueron obtenidas por la Fuerza Aérea de Estados Unidos de Norte América en los años 1944-45, y donadas al gobierno de Chile junto con planos de escala 1:250.000. La UNG debe hacer un esfuerzo dedicado por tratar de recuperar estas fotos, muchas de las cuales ya se han extraviado o deteriorado.



En general, las fotografías aéreas son obtenidas en los meses de verano o con la menor cubierta de nieve, cerca de mediodía y con cielo despejado, de manera que suelen ser más útiles en este aspecto que las imágenes satelitales.

Existen diferentes tipos de imágenes satelitales disponibles comercialmente. Las más destacadas son:

- a) LANDSAT TM, de 5 bandas espectrales y resolución de 30 m.
- b) LANDSAT ETM+, de 7 bandas espectrales y 1 pancromática, con resolución de 30 m.
- c) SIR-C, radar de imágenes, con resolución de 12 a 25 m por píxel,
- d) ASTER, de cuatro bandas espectrales, esta y todas las imágenes anteriores publicadas y en venta por el U.S. Geologic Survey (ver, por ejemplo, www.usgs.gov/pubprod/),
- e) IKONOS, producidas por una empresa privada; son imágenes de alta resolución, de 1 a 4 m por píxel (1 en banda pancromática, 4 m en bandas espectrales). Información de estas imágenes se encuentra en www.satimagingcorp.com/gallery-ikonos.html.
- f) QUIKBIRD y WORLDVIEW, de manera similar a IKONOS, son imagen producidas por una empresa privada, Digital Globe de Estados Unidos de Norte América (www.digitalglobe.com), con resolución más baja de 50-60 cm, es una alternativa que también obtiene imágenes a pedido de sus clientes.
- g) SPOT y FORMOSAT-2, producidas por Image Spot de Francia (www.spotimage.fr). Las imágenes pancromáticas tienen una resolución de 2 m, las multiespectrales son de resolución algo inferior. El satélite FORMOSAT-2 visita diariamente todas las localidades del planeta en su órbita, por lo que puede ofrecer imágenes repetidas incluso diariamente.
- h) GOOGLE EARTH, ofrece al público y libre de costos imágenes de la NASA (que son también las ofrecidas por el USGS) y SPOT en un sistema previamente georeferenciado. Con un pequeño pago adicional se accede a otras prestaciones, como visualización en 3D de las mismas imágenes, y “vuelos” virtuales.

En general, y como las imágenes satelitales se obtienen de manera rutinaria, a menudo exhiben cubiertas nubosas y, otras, mantos de nieve sobre el suelo. Estas últimas son útiles para los estudios de cobertura nival y recursos hidrológicos, pero son poco aplicables al estudio de glaciares. Las empresas que manejan satélites comerciales, como IKONOS, QUIKBIRD y FORMOSAT, ofrecen adquirir imágenes de terreno a en fechas específicas a solicitud de los clientes.

2.2 SONDAJES.

2.2.1 Aspectos generales.

Los sondeos en el hielo glaciar tienen dos propósitos: (a) producir una perforación en la cual insertar algún elemento, como una estaca de demarcación o de ablación en la superficie del glaciar, o un sensor en la profundidad del glaciar, o bien (b) extraer una muestra (o testigo) del hielo, o del material de roca o suelo en la base del glaciar, para analizarlo. Consecuentemente, también los equipos de sondeos pueden dividirse en aquellos que solamente perforan, térmica o mecánicamente, y aquellos que extraen testigos.

Según las profundidades de perforación, los sondeos pueden dividirse en:



- Superficiales, hasta una docena de metros de profundidad.
- Someros, hasta aproximadamente 40 m de profundidad.
- Intermedios, hasta aproximadamente 400 m de profundidad.
- Profundos, hasta las mayores profundidades de hielo, más de 3.000 m.

Los sondeos superficiales son, en su mayoría, accionados manualmente, al igual que algunos de alcances someros. Todos los sondeos intermedios y profundos son sondeos mecanizados, electro-mecánicos, o térmicos.

Para sondeos en los que se desea recuperar testigos no perturbados, y tan antiguos como sea posible, de las acumulaciones de nieve transformadas en hielo glaciar, criterios importantes en la selección del sitio de sondeo son:

- ❖ Alto espesor del hielo,
- ❖ Baja tasa de acumulación anual,
- ❖ Base del glaciar plana,
- ❖ Sin fusión en la superficie (glaciar, o parte del glaciar, de hielo frío),
- ❖ Hielo frío en la base del glaciar (de manera que no exista fusión en la base del glaciar).

Para otros sondeos, los criterios de selección del sitio de sondeo dependerán del problema que se desea investigar, como por ejemplo, simplemente profundidad del glaciar, velocidad de movimiento en la base del glaciar, recuperación de testigos sin alcanzar la base, etc., etc.

Antes de emplazar una sonda en hielo, debe contarse con procedimientos y equipos adecuados para la recuperación de este en caso de atoro en el agujero de perforación. Esta condición es muy común en todos los sondeos en hielo. La recuperación más simple, y bastante eficiente, es la de contar con elementos para ejercer tracción hacia arriba del equipo atorado, con motor o tecla manual montado en trípode, y un cable de resistencia adecuada; previo a esto debe conocerse en detalle la capacidad de resistencia a la tracción de los diferentes elementos que componen la sonda. En el caso de sondeos superficiales, además de lo anterior, debe contarse con elementos (picos, palas, motosierra, etc.) que permitan una excavación manual entorno al equipo atorado.

2.2.2 Sondeos superficiales.

Los sondeos superficiales se producen con: taladros de acero (u otro material) que remueven todo el hielo desde el agujero que se perfora, taladros térmicos, que derriten el hielo en el agujero, y taladros saca-testigos, que remueven parte del hielo del agujero como un anillo de desechos de hielo, y parte (el núcleo interior) se extrae como un testigo de hielo no-perturbado

Taladros que remueven el hielo y solamente producen un hoyo en el hielo son aquellos como el SIPRE de espiral interna, que se muestra en las Figs. 2.2.2-A y B y cuyo empleo se muestra en la Fig. 2.2.2-C, o el taladro KOVACS, de espiral externa, mostrado en la Fig. 2.2.2-D En ambos casos al barrenado de perforación se le pueden acoplar secciones de barras, de manera de alcanzar varios metros de profundidad. Existen numerosas alternativas de diámetros en taladros de espiral externa.

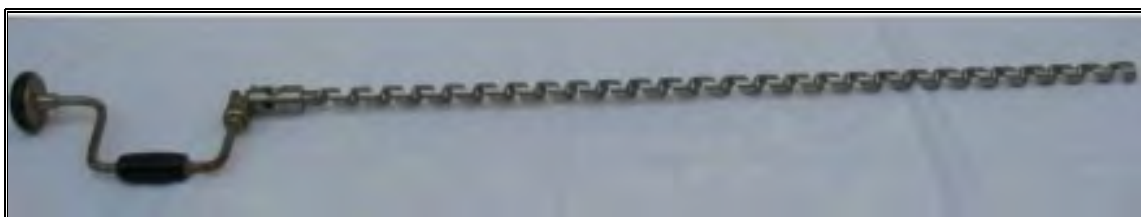


Fig. 2.2.2-A.. Taladro manual SIPRE, para hielo. Ver detalle en figura siguiente.



Fig.2.2.2-B. Acoplamiento entre el taladro SIPRE mismo y la manivela con el que se activa. Para mayores profundidades, se pueden acoplar secciones de barra entre el mango de la manivela y el taladro.



Fig. 2.2.2-C. Ejemplo de empleo del taladro manual SIPRE en la perforación de un hoyo subhorizontal en un glaciar de roca.



Fig. 2.2.2-D. Taladro manual para hielo KOVACS, de espiral externa, con manivela y acople.

Para evitar atoros del taladro dentro del hielo, es conveniente extraer el taladro y limpiarlo de los desechos de hielo, aproximadamente cada 0,4 m de avance, antes que toda la espiral, que suele ser de 1 m de longitud, se colmate de hielo.

Otros taladros que solamente producen hoyos se basan en la fusión del hielo a partir de agua caliente o vapor de agua, eyectados en el hielo desde el extremo de una lanza, o bien que solamente calientan el extremo de una lanza circulando el fluido caliente en su interior, la que, así, penetra el hielo.

Las Figs. 2.2.2-E y F muestran el taladro de agua caliente OSU, transportables en dos paquetes, uno es el de anafe de gasolina, el caldero de agua en presión y la bomba manual (Fig. 2.2.2-E), todo transportable en un compacto armazón de mochila. El otro consiste de las mangueras de goma y la lanza de bronce que se muestran siendo transportados, en la Fig. 2.2.2-F. En el caldero se coloca agua (o hielo que debe derretirse), se sella herméticamente y se calienta con el quemador. Al alcanzar el agua altas temperaturas (controladas con termómetro y manómetro) se acciona la bomba manual (Fig. 2.2.2-E), la que extrae agua del caldero, la envía hasta el extremo de la lanza calentándolo, y la recircula de vuelta al caldero como agua enfriada. Un ejemplo del empleo de este taladro se muestra en la Fig. 2.2.2-G, con una persona accionando la bomba mientras que otra presiona las mangueras de goma y la lanza. Profundidades de una decena de metros se alcanzan en aproximadamente una hora.

La Fig. 2.2.2-H muestra el esquema de una sonda para hielo por vapor de agua. En esta sonda, el agua y/o fragmentos de hielo se derriten en un caldero externo de forma anular, dentro del cual se encuentra un caldero, también de forma anular y calentado a presión y en el cual se fabrica vapor. Con una bomba manual se traspaasa agua fría del caldero exterior al interior, y el vapor de agua formado en el caldero interior transita hasta el extremo de una lanza de bronce, desde donde emerge derritiendo el hielo.

Taladros manuales saca-testigos se muestran en las imágenes a continuación. El diámetro del testigo suele estar entre 2 y 6 pulgadas, siendo el taladro de 4" de diámetro el de más común empleo. Las Figs 2.2.2- I a L muestran aspectos de este taladro (el taladro saca-testigo SIPRE). La Fig. 2.2.2-M muestra su empleo accionándolo con una barra T, la Fig.2.2.2-N muestra el mismo taladro con barras de alargue, mientras que la Fig. 2.2.2-O muestra el mismo taladro pero accionado con un pequeño motor a gasolina, de dos tiempos.



Fig. 2.2.2-E. Uno de los dos “paquetes” que conforman la sonda de agua caliente OSU. El quemador, el caldero de agua caliente en presión, y la bomba manual que extrae agua del caldero, la envía a la lanza por una de las mangueras, y la obliga a retornar al caldero, como agua enfriada, por otra manguera.



Fig. 2.2.2-F. El segundo de los dos “paquetes” que conforman la sonda de agua caliente OSU. Consiste de una lanza de bronce, y dos mangueras de goma dentro de otra de mayor diámetro (para aislar el agua circulante calentada). Por una de las dos mangueras llega el agua caliente al cabezal aguzado de la lanza, calentándolo para derretir el hielo, y por la otra manguera retorna el agua enfriada al caldero donde se re-calienta.



Fig. 2.2.2-G. Ejemplo de empleo de la sonda de agua caliente OSU.

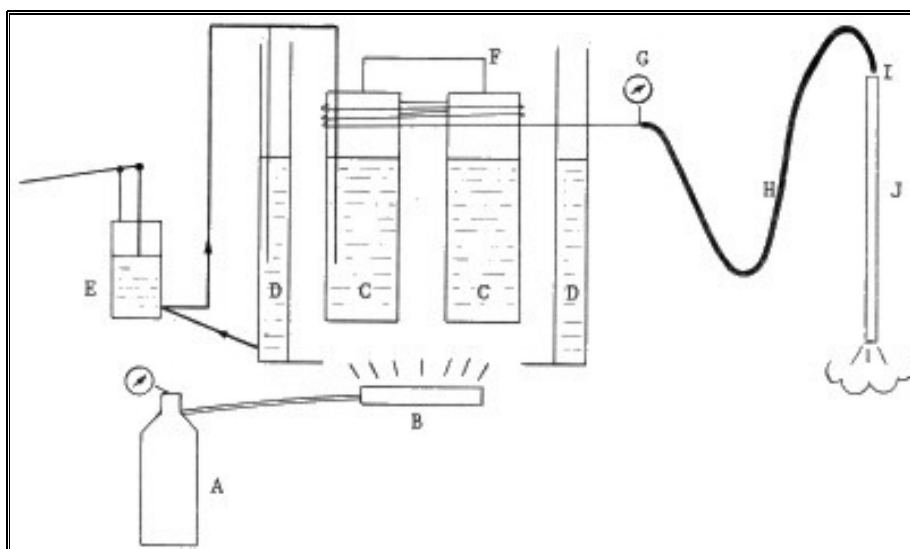


Fig. 2.2.2-H. Esquema de una sonda térmica francesa a vapor, para perforar hielo derritiéndolo. La sonda consiste de: A) botella de propano de 3 kg vacía y 6 kg llena, duración aprox. 3,5 hrs, B) calentador o quemador, C) caldera anular interna, donde se fabrica vapor, D) caldera anular externa (o camisa), donde se coloca nieve o trozos de hielo, para derretirla y enviar el agua producida hacia C con una bomba de mano, E) bomba de mano, F) serpentín de cobre para sobrecalentar el vapor de agua, G) manómetro, H) tubo de goma de 10-17 mm de diámetro, dentro de otro tubo (para aislamiento) de goma de 20-26 mm de diámetro – el peso de los tubos de goma es de aproximadamente 3,5 kg por 10 m de longitud, I) acople rápido, J) lanza rígida, por cuya boca sale el chorro de vapor. El peso de los elementos C+D+E+F+G es de aproximadamente 16 kg.



Fig. 2.2.2-I. El taladro saca-testigo SIPRE, de 4", en su caja de transporte con todos sus componentes.



Fig. 2.2.2-J. El taladro saca-testigo SIPRE, de 4" de diámetro. Al medio se muestra el taladro perforador con su espiral externa; la boca de corte a la derecha. A la izquierda del taladro la barra T para accionarlo manualmente, con un elemento de acople entre la Barra T y el taladro. Abajo, una de las tantas barras que se pueden agregar entre el taladro mismo y la barra T. Arriba, la caja de transporte con: a la derecha, un gorro de goma para proteger la cabeza de corte, un conjunto de pines para agregar barras de perforación, una huincha métrica, y una manivela con la cual operar el taladro en reemplazo de la barra T.



Fig. 2.2.2-K. La cabeza de corte del tubo saca testigo SIPRE de 4". Los dos dientes en la cabeza cortan un anillo en el hielo, mientras que el hielo en el interior del anillo penetra al interior del tubo en la medida que este se hince en el hielo. Los desechos de hielo cortado suben por la espiral soldada al exterior del tubo, y se depositan al interior del tubo accediendo a este por las ventanas entre la espiral. Así al interior del tubo se recupera el testigo de hielo desde su extremo inferior, y una masa de desechos de hielo por sobre el testigo. Para evitar atoros del taladro, debe recuperarse el testigo de hielo aproximadamente cada 0,4 m de avance.



Fig. 2.2.2-L. Detalle del elemento de acople entre el tubo saca-testigo, a la derecha, y la barra T a la izquierda para accionar manualmente el taladro. La manilla en el acople acciona un pasador que trava el acople en el tubo saca-testigo



Fig. 2.2.2-M. Ejemplo de operación del taladro saca-testigos SIPRE de 4", accionado manualmente con barra T. Debe rotarse siempre en el sentido de movimiento de las manecillas de un reloj; un incluso leve accionar en contra puede producir el atoro del taladro, debido a que los desechos de hielo que ascienden por la espiral externa se comprimen y adhieren a las paredes del agujero en perforación.



Fig. 2.2.2-N. Ejemplo de operación del taladro saca-testigos SIPRE de 4", utilizado con barras de alargue para alcanzar mayor profundidad.



Fig. 2.2.2-O. Ejemplo del empleo del taladro SIPRE saca testigos, de 4" de diámetro, accionado por un pequeño motor de gasolina de dos tiempos (2T). Operando desde la superficie de detritos de un glaciar de roca, tras remover detritos rocosos y dejar expuesto el hielo.



Fig. 2.2.2-P. Saca-testigo de hielo, manual, de pequeño diámetro, accionado por una manivela y con una barra de extensión.

2.2.3 Sondajes profundos.

2.2.3.1. Técnicas de perforación.

Existen muy diversos sistemas de perforación en hielo. Las que se mencionan a continuación se utilizan preferentemente en sondajes intermedios y profundos, pero también se han utilizado en sondajes someros.



El sistema con mesa rotatoria en superficie y tubería continua con uniones, es similar al empleado en otras operaciones industriales y en la industria petrolera. Sin embargo ocasiona las mayores demandas logísticas por lo que es poco práctico de emplear en ambientes remotos o de difícil acceso. Este mismo sistema, pero empleando una línea de cable para recuperar los testigos desde la boca del sondaje a través de la tubería de perforación, evita el tener que sacar toda la tubería de perforación cada vez que se debe extraer un testigo. Estas perforadoras son capaces de perforar a velocidades de 100 m/día, pero todo el hoyo del sondaje debe permanecer con un fluido de perforación no-congelante.

El sistema de perforación electro térmico (ET) en línea de cable (colgado desde un cable) penetra el hielo fundiéndolo, necesita que se adicione un líquido anticongelante al agua de fusión para evitar el re-congelamiento. La línea de cable es un manojo que contiene el, o los, cables de soporte, los conductores de energía, y los cables de comandos.

El sistema de perforación electro mecánico (EM) en línea de cable consiste de un conjunto de dispositivos que cuelgan de la línea de cable: un motor que acciona el tubo perforador, un sistema antitorque, el cabezal de perforación y toma de testigo, un sistema de bombeo que hace circular los fragmentos cortados (deshechos) del hielo hasta una sección de tubería de almacenaje provista de malla. El testigo de hielo, de largo algo inferior al del tubo de perforación, se corta y se recupera (junto con los deshechos) subiendo todo el conjunto a la superficie izando la línea de cable. La perforación en el hielo se forma por numerosos ciclos de. (a) bajar el sistema hasta que el cabezal de corte entre en contacto con el hielo, (b) accionar el motor y cortar el testigo, (c) subir el sistema a la superficie para extraer el testigo y limpiar los desechos en la sección de almacenaje de estos. Durante toda la operación el hoyo del sondaje debe estar lleno con líquido anticongelante de densidad suficiente para evitar el cierre del sondaje por empuje del hielo.

El esquema de un sistema EM en línea de cable, de aproximadamente 13,5 m de longitud, se muestra en la Fig. 2.2.3.1-A, desprovisto del tubo que lo encierra y contiene, para mostrar sus componentes. Durante la operación, solamente el cabezal de corte de hielo y la sección anitorque sobresalen del tubo que contiene al sistema

Comenzando desde el extremo inferior del sistema (el lado izquierdo de la imagen superior) el cabezal de perforación corta un anillo de hielo de aproximadamente 2 cm de espesor, dejando un testigo, o núcleo, de aproximadamente 98 mm de diámetro. En la medida que el sistema avanza cortando hielo y descendiendo, el testigo se desliza penetrando dentro del tubo interior con espiral, mientras que los deshechos de hielo cortado se desplazan por la espiral entre el tubo interior y el exterior (no visible en la imagen). La sección rojiza (a continuación hacia arriba) es la bomba, que bombea el líquido de perforación (con los deshechos) hacia la cámara de deshechos, donde los deshechos son retenidos por una malla mientras que el líquido de perforación es reciclado a través del tubo de la cámara y sus ventanillas. El conjunto de tubo interior de perforación y de la cámara de deshechos posee aproximadamente 4 m de longitud



Fig. 2.2.3.1-A. Al centro, esquema de un sistema EM en línea de cable. Arriba, detalle de la parte inferior del sistema, abajo detalle de la parte superior.

La sección media del sistema de perforación contiene un compartimiento presurizado, donde se encuentra el motor y la sección electrónica. En la base del hielo más profundo la presión puede alcanzar aproximadamente 270 veces la presión atmosférica, de manera que los sellos deben ser de buena calidad.

La imagen inferior muestra una ampliación de la parte superior del sistema de perforación, con la sección antitorque, que evita que el sistema rote en el hoyo en el hielo. Tres hojas de acero en resorte cortan insertándose en la pared de hielo del hoyo del sondaje, asegurando que la rotación del motor haga rotar el cabezal de corte y la bomba, evitando que todo el sistema gire en sentido opuesto.

El sistema permite capturar hasta 4 m de longitud de testigo. Tras haber cortado una sección de esa longitud, cesa la rotación, y se levanta el cable hasta recuperar el sistema en la superficie, durante este proceso, pequeñas cuchillas (retenedoras de testigos) en la pared del tubo interior, activadas con resortes, cortan y penetran en los lados del testigo evitando que este se deslice fuera del tubo cuando el sistema se levanta. Ejerciendo una fuerza de levante en el cable, de aproximadamente 400 a 1.000 kg, se rompe la base del testigo de hielo (retenido en el tubo por las cuchillas), y es posible levantar todo el sistema a la superficie.

Un sistema similar al anterior se muestra en la Fig. 2.2.3.1-B. Se trata de una sonda japonesa, en la cual en lugar de una cámara de almacenamiento de desechos alimentada por el fluido de perforación, los desechos son transportados por un tornillo sinfín.



Fig. 2.2.3.1-B. Sistema de perforación EM en línea de cable, con tornillo sinfín para el transporte de desechos.

Las sondas de agua caliente emplean agua muy caliente y en presión, eyectada desde una boquilla en la base del sondaje, para fundir un hoyo en el hielo. Existen diversos modelos de sondas (RISP; AWI; ANARE; AMANDA, CALTECH y otros). Suelen ser taladros rápidos, que emplean la misma agua de fusión del hielo para estabilizar el agujero (mezclando anti-congelante en hielo frío); la velocidad de circulación del agua suele estar entre 3 y 5 m/s. Se trata de taladros económicos que pueden perforar eficientemente agujeros de gran diámetro; típicamente, un galón del combustible empleado para calentar la sonda produce aproximadamente 30 galones de agua de fusión de hielo. En

su mayoría, los taladros consisten de un cabezal metálico de hasta 6 m de longitud, unido por mangueras de goma a la superficie (ver Fig. 2.2.3.1-C) Las sondas más modernas pueden perforar mil metros de espesor de hielo en dos, o poco más, días. En caso de perforar desde una superficie de nieve o neviza, debe colocarse un casing (tubo protector) en el agujero para evitar que el fluido circulante se escape por este nivel permeable. Esto puede evitarse, también, colocando una bomba de bombeo bajo el nivel permeable.

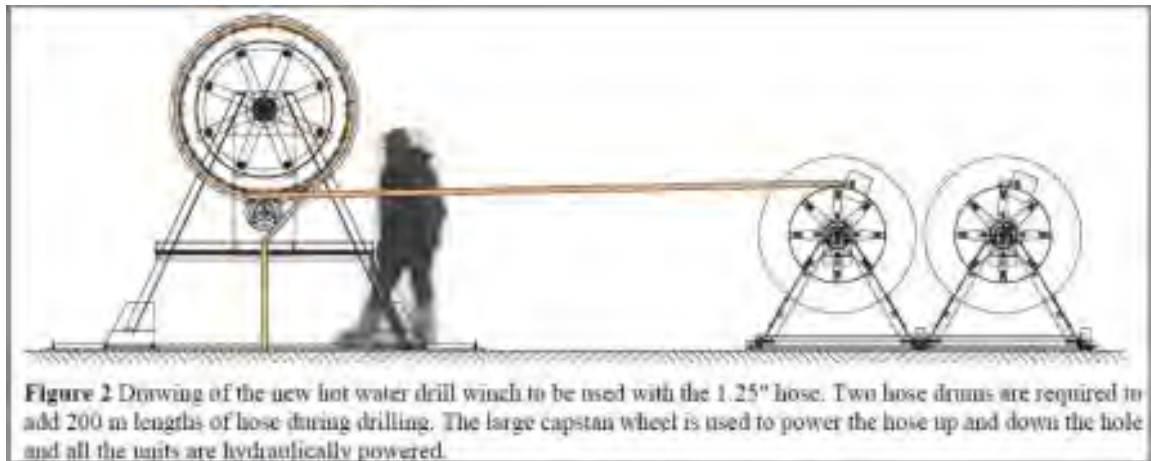


Fig. .2.2.3.1-C. Esquema de un moderno taladro de agua caliente, con una manguera de 1,25" de diámetro. Deben emplearse dos tambores para poder agregar nuevos largos de mangueras (de 200 m cada una en este caso). El tambor sobre el agujero de perforación es accionado por un motor, y se emplea para subir y bajar el taladro.

Otras técnicas de sondajes térmicos incluyen cabezales con llama, sondas de vapor, cabezales calentados eléctricamente (con algunos de estos últimos incluso se producen testigos de hielo). También se han empleado sondajes con aire comprimido y percusión. Una técnica diferente es la del empleo de robots que funden o perforan el hielo bajo él, y que avanzan desenrollando un cable desde su interior, a través del cual mantienen contacto con la superficie y desde la cual pueden recibir órdenes y energía eléctrica.

2.2.3.2. Fluidos de perforación.

Debido a las características visco-plásticas del hielo, los orificios perforados en sondajes profundos y también en los intermedios, tienden a cerrarse por la fluidez del hielo con velocidades que dependen de la profundidad del sondaje. Esto ocurre en todas las perforaciones no-superficiales, pero la velocidad de cierre es especialmente notoria en sondajes a profundidades superiores a 900 m. Para evitar el rápido cierre de los sondajes, la perforación debe llenarse con un líquido de densidad aproximada de 920 kg/m^3 . El líquido ideal no debe reaccionar con el hielo, debe tener una viscosidad baja a bajas temperaturas, no debe ser dañino para los perforadores ni tampoco para el ambiente, y debe ser de bajo costo.

Los cuatro tipos de fluidos de perforación habitualmente empleados en las perforaciones en hielo son: agua, derivados del petróleo, hidrocarburos no-aromáticos, y N-butil acetato. El agua es el fluido más deseado, porque es limpio ambientalmente, no causa problemas de salud a los trabajadores, y está ampliamente disponible en ambientes de glaciares. Para que sea útil, el agua debe calentarse o



combinarse con compuestos anticongelantes. El intercambio calórico entre el agua calentada y el hielo en el entorno de la perforación es complejo, y debe ser controlado durante toda la perforación para mantener el diámetro deseado del sondeaje. Tan pronto la circulación del agua caliente cesa, el hueco del sondeaje comienza a cerrarse por la congelación de esta y se debe re-perorar.

Derivados del petróleo como el diesel, gasolina de aviación y el keroseno son de relativamente bajo costo (dependiendo de las variaciones de precio en el mercado de los combustibles), pero crean problemas de salud y de seguridad debido a la presencia de aromáticos. Existen disponibles hidrocarburos no-aromáticos, tales como el Exxsol o el Isopar, a los que se les ha extraído gran parte de los aromáticos, reduciendo así el peligro de inflamación y los riesgos para la salud humana. Sin embargo, todos los derivados del petróleo son fluidos de demasiado baja densidad como para contrarrestar las tensiones que tienden a cerrar las perforaciones en el hielo, por lo que se les debe adicionar un elemento densificador. Los principales densificadores empleados son el per(tetra)cloroetileno, tricloroetileno, Freón, y HDFC-141b. Todos estos densificadores poseen características indeseables; el per(tetra)cloroetileno y el tricloroetileno son posiblemente carcinógenos y la inhalación de sus vapores afecta el sistema nervioso central. El empleo de Freón está prohibido por el protocolo de Montreal, mientras que el CFC-141b está siendo suprimido por el mismo protocolo además de ser de alto costo. Por otra parte, tanto los derivados del petróleo como los densificadores se ven afectados por procesos de separación tras períodos de tiempo sin movimiento y, debido a su naturaleza orgánica, pueden contener colonias de micro-organismos.

El N-butil acetato tiene las ventajas de densidad adecuada (aunque no es manejable) y baja viscosidad en bajas temperaturas, pero ocasiona graves peligros ambientales (entre otros, es inflamable y corrosivo en presencia de agua) y para la salud humana; este producto es más bien conocido como removedor de pintura de uñas, y debe emplearse con vestimenta protectora.

Los aceites de silicona parecen resultar fluidos de sondajes adecuados en el hielo, debido a sus rangos de densidad y sus naturalezas inertes para el ambiente y la salud humana. Sin embargo han sido escasamente utilizados debido a sus altos costos y a sus relativamente altas viscosidades en bajas temperaturas.

2.2.3.3. Sondajes con casing.

Por casing se entiende el tubo que se coloca durante, o al término de, la perforación, y cuya misión es la de soportar las paredes de la perforación y proporcionar un conducto sellado desde la superficie al fondo de la perforación. El sondear con casing es el proceso de dejar en el sondeaje perforado el tubo utilizado en la perforación misma, vale decir el tubo que lleva la cabeza de sondeaje en el caso de un sondeaje con tubería.

Normalmente, en sondajes en tierra, el área anular entre el casing y la pared del sondeaje se rellena con cemento u otros compuestos similares, para proporcionar una barrera impermeable entre el casing y la pared del sondeaje. Para esto, cuando la perforación con casing llega a la profundidad deseada, se bombea cemento por el interior del casing hasta alcanzar el fondo del sondeaje, tras lo cual el cemento vuelve hacia la superficie por el espacio entre el tubo del casing y la pared del sondeaje.



El tubo del casing mismo se fabrica normalmente de acero al carbono, acero inoxidable, o plástico, y basado en especificaciones del API (American Petroleum Institute); se diseña para soportar las tensiones y la exposición al ambiente que el tubo debe soportar durante su vida útil.

En las perforaciones habituales con casing, el casing se rota en la superficie del sondajes, para que la rotación se transmita por el tubo del casing al cabezal de perforación. Los tubos del casing (normalmente del orden de 13 m de longitud) se unen con conexiones de torque. El fluido de perforación se bombea por el interior del tubo de casing, pasa el cabezal de perforación en el extremo inferior de la tubería, y vuelve a la superficie por el espacio entre el casing y las paredes del sondaje; el fluido de perforación remueve y extrae los fragmentos que desprende el cabezal de perforación. Si no se desea rotar el casing, es posible colocar un motor que accione el cabezal de perforación; este motor puede ser, incluso, accionado por el mismo fluido de perforación bombeado desde la superficie por el interior del casing. Si el cabezal de perforación se desgasta antes de alcanzar la profundidad deseada, debe ser levantado a la superficie y reemplazado, lo cual es un gran inconveniente cuando se perfora empleando la tubería del casing para transmitir rotación al cabezal; en este caso debe levantarse toda la tubería, siendo para ello necesario una torre sobre la perforación, para manejo de la tubería.

2.2.3.4. Perforaciones cerca de, o en, la base del glaciar.

Las dificultades que suelen encontrarse al perforar con equipo saca-testigo de hielo cerca de la base, o en la base misma de glaciares fríos puede resumirse como sigue:

- a) Encuentro y perforación en hielo temperado. En este caso, el equipo perforador que desciende frío tiende a atorarse por el agua en el hielo temperado que se congela sobre el equipo. Puede ser necesario el empleo de anticongelante, y podría resolverse haciendo circular un alto volumen de fluido de perforación.
- b) Perforación a través de hielo con detritos rocosos. Como aún no se ha desarrollado un cabezal que corte hielo y roca, el encuentro de material rocoso puede detener la perforación. Esto es un inconveniente para todos los tipos de sondajes electro-mecánicos. Solamente perforaciones con un cabezal de agua caliente puede penetrar el hielo con detritos rocosos.
- c) En algunos sondajes (como el SP 2), al alcanzar la base del hielo (sobre agua o roca), se han producido fuertes descargas de corriente eléctrica.
- d) En el caso de ocurrencia de una conexión hidráulica con agua bajo el glaciar, el fluido de perforación debe mantenerse a nivel adecuado. Es posible que una conexión hidráulica se produzca incluso un centenar de metros antes de alcanzar la base misma del glaciar. Una sonda de agua caliente puede producir un agujero de menor diámetro en la base, por lo que puede ser necesario cambiar la boquilla de salida del agua. Si existe la posibilidad de ocurrencia de un congelamiento del equipo perforador, puede que exista una zona de lavado que no se pueda perforar (porque se rellena inmediatamente), lo cual puede dificultar la colocación de instrumentos.
- e) El material bajo el glaciar puede ser un sedimento detrítico incompetente, o sedimentos consolidados, o roca de alta dureza, para perforar y muestrear los cuales se deben emplear diferentes técnicas de sondaje. La técnica de muestreo dependerá, en parte, de la longitud deseada de la muestra. Si el material en la base es incompetente (o de baja cohesión), puede ser necesario emplear un casing en la perforación. El deslizamiento que naturalmente ocurre en la base del glaciar, del hielo sobre su base, puede atrapar el equipo de sondaje. Esto también puede



ocurrir por deformación del material detrítico de baja cohesión. Si se intenta perforar el fondo de un lago, o mar, bajo hielo en movimiento, debe preverse como acceder al agujero perforado tras un retiro del equipo. Un equipo rotatorio en Línea de Cable puede ser el más eficiente para lograrlo.

2.2.4 Sondajes someros e intermedios.

Los equipos para perforar sondajes de longitud somera o intermedia son, en la mayoría de sus componentes, similares a los sondajes superficiales, o bien a los profundos (ver Fig. 2.2.4-A). En los sondaje someros no se utilizan líquidos de perforación para compensar el flujo visco-plástico del hielo y mantener el agujero abierto, pero si se suelen emplear en los sondajes intermedios, en particular si el tiempo de perforación es prolongado.



Fig. 2.2.4-A. Ejemplo de un taladro saca-testigo para bajas profundidades (someras e intermedias), del Alfred Wegener Institute, de Alemania. Cuenta con un sistema anti-torque (a la izquierda de la imagen) en la parte superior del taladro, luego un motor eléctrico, ventanas en la parte superior del tubo taladrador para recoger los desechos de hielo que suben por la espiral externa, la parte del tubo taladrador que acoge el testigo de hielo y, a la extrema derecha y en imagen ampliada, la cabeza del tubo taladrador que corta el hielo. La longitud del testigo en cada corrida no debe superar el metro, para evitar atoros del taladro.

Se han alcanzado hasta aproximadamente 40 m de profundidad con sondas manuales. Pero no es lo común; pueden emplearse sondas manuales térmicas, pero el empleo de sondajes no-térmicos suele realizarse con un alto riesgo de atoro del taladro.

2.2.5 Sondajes en glaciares de roca.

Las sondas para perforación en hielo no sirven en glaciares de roca, donde es común encontrar, embebidos en la masa de hielo, pequeños y grandes fragmentos de roca, además de una cubierta que puede alcanzar algunos metros de espesor de material detrítico. No se ha desarrollado aún un cabezal que pueda obtener testigos de hielo y perforar rocas embebidas en el hielo.

Como los glaciares de roca se encuentran preferentemente en regiones montañosas de latitudes bajas o medias, han realizado sondajes en ellos empleando las tradicionales sondas de perforación en roca, como una mesa rotatoria y cabezal ODEX para permitir el descenso conjunto del taladro perforador y el tubo de casing. También se han empleado taladros de roto-percusión.

Todos los sondajes en glaciares de roca realizados a la fecha, más de 120 en Chile y de hasta 140 m de profundidad, han recuperado los fragmentos de hielo y el detrito incluido en el hielo, levantándolos desde el fondo de la perforación por el líquido del sondaje (agua) o bien por aire reverso (ver Fig. 2.2.5-A). Se han empleado los materiales recuperados en estos sondajes para determinar, entre otros, el porcentaje de detritos rocosos contenidos en el hielo, recuperando todo el material levantado cada metro de perforación de sondaje, fundiendo el hielo, y secando y pesando el detrito rocoso recuperado.



Fig. 2.2.5-A. Sonda de roto-percusión en un glaciar de roca en la cordillera del centro de Chile. Recuperación de todo el material extraído, metro a metro, con aire reverso.

2.3 EXPLORACION SISMICA.

2.3.1 Método sísmico por reflexión.

El método sísmico consiste en detectar los ecos sobre un lecho rocoso que se producen al generar una onda sísmica, por ejemplo disparando un pequeño cartucho de dinamita. El trabajo se ejecuta instalando un sismógrafo en el punto seleccionado, instalar geófonos en una línea a uno o ambos lados del sismógrafo y en una distancia superior y proporcional al espesor supuesto del glaciar, y disparar la pequeña carga explosiva (ver Fig. 2.3.1-A). Este disparo produce ondas sísmicas que se propagan y llegan directamente a los geófonos a través del hielo glaciar, y ondas que se reflejan en la roca basal o en el material detrítico subglacial. Los geófonos reciben la onda sísmica y la transforman en una débil señal eléctrica, la que llega al sismógrafo, esencialmente un filtro y amplificador de la



señal eléctrica, y luego un galvanómetro y registrador, o una grabadora magnética o digital. Conociendo las distancias entre el punto de disparo y los geófonos, y los tiempos de arribo de las ondas sísmicas, es posible calcular la velocidad de propagación de la onda primaria en el hielo glaciar, seleccionar las ondas reflejadas en la roca basal, y calcular el espesor del glaciar.

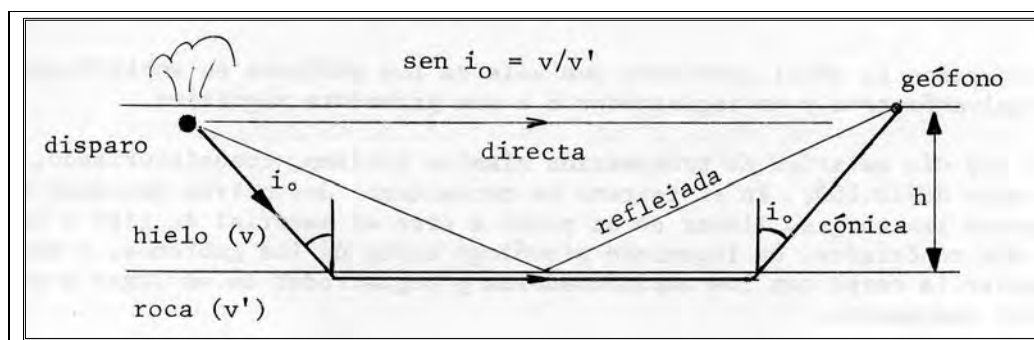


Fig. 2.3.1-A. Esquema de exploración sísmica.

Los geófonos se instalan en pozos excavados manualmente en la superficie del glaciar, o en sondajes, a aproximadamente un metro de profundidad si es hielo o 1,5 m si es neviza. Los geófonos en los pozos se cubren con hielo o neviza, compactada, de manera de asegurar la mejor recepción de las ondas sísmicas y de reducir vibraciones como las producidas por efectos de viento y otros en la superficie.

La exploración sísmica por reflexión permite determinar el espesor de glaciares con aproximadamente un 3% de error. Permite también, mediante el uso de tres geófonos dispuestos en forma de triángulo, determinar la inclinación y dirección de la pendiente del lecho del glaciar, aunque para ello suele ser más sencillo en glaciares instalar líneas adicionales.

Se emplean tiros de dinamita de 50 a 100 g en glaciares de espesores pequeños, dispuestos a 1 m de profundidad (en pozos o sondajes). En espesores considerables de hielo, de miles de metros, se emplean cargas de 500 a 1.000 gramos dispuestas en pozos o sondajes de 1,5 m de profundidad para reducir las ondas directas. En la nieve, aún con cargas de 10 kg los ecos son débiles en glaciares profundos. En lugar de dinamita, el explosivo más común, es preferible emplear otro tipo más rápido. El detonador empleado debe ser del tipo sin retardo, pues la misma corriente que lo hace estallar sirve para producir en el geófono la señal del momento del disparo

A cierta distancia del punto de disparo se disponen los geófonos (ver Fig. 2.3.1-A). Estos registran los dos tipos de ondas que se producen en un medio sólido: ondas de compresión y transversales (o de cizalle, o corte). Las ondas de compresión son del orden de dos veces más rápidas que las transversales. Los geófonos registran. (i) primero una onda directa de compresión (P), cuya velocidad en hielo a 0°C es de 3.600 m/s, y llamada onda prima, (ii) luego la onda de compresión indirecta reflejada (L) sobre el lecho (de no estar el geófono muy cerca del punto de tiro), y (iii) y a continuación la onda directa transversal (S), de velocidad 1.700 m/s.

Si en un gráfico como el de la Fig. 2.3.1-B se coloca en la abscisa (eje X) la distancia tiro-geófono, y en el eje (Y) de las ordenadas el tiempo (entre el instante del tiro y la llegada al geófono) que demora la onda, se obtienen las curvas llamadas dromocrónicas que se muestran en la Fig. 2.3.1-B.

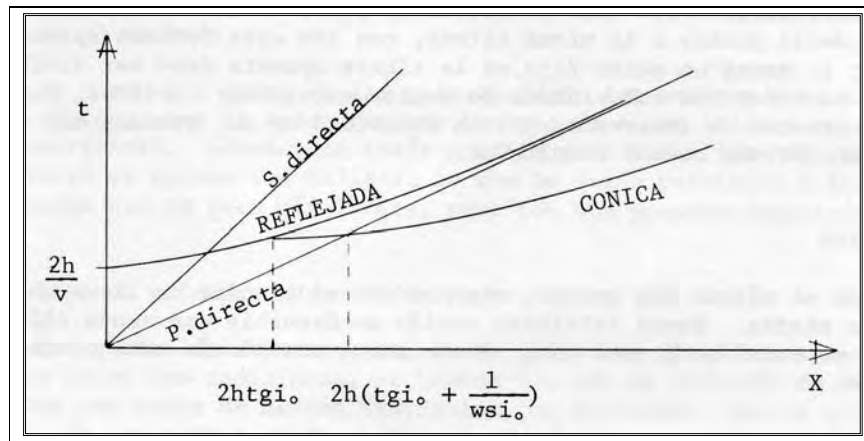


Fig. 2.3.1-B. Curvas tiempo-distancia (curvas dromocrónicas) del eco de un disparo sísmico.

Cuando se dispara sobre el hielo, donde las ondas directas se amortiguan muy poco, el geófono debe disponerse a una distancia superior a 1,5 H, siendo H el espesor estimado del glaciar, de modo que la onda reflejada llegue antes que las ondas S y L. Cuando se dispara sobre neviza, donde las ondas directas se amortiguan rápidamente, la distancia geófono-tiro puede ser menor y la onda reflejada llega después de las ondas S y L.

La velocidad de las ondas aumenta cuando disminuye la temperatura del hielo. Mediciones en este sentido señalan lo siguiente para ondas longitudinales (U_p):

- $U_p = 3600$ m/s en hielo temperado.
- $U_p = 3870$ m/s en hielo frío.
- $U_p = 3580$ m/s en neviza de densidad 700 kg/m^3 .
- $U_p = 2000$ a 3000 m/s en una morrena subglacial (no se observa una onda cónica).
- $U_p = 4500$ m/s morrena subglacial bajo grandes sábanas de hielo
- $U_p = 4000$ a 6100 m/s roca compacta sana.

Durante el trabajo sísmico, se deben marcar adecuadamente todos los puntos en cada línea sísmica, de manera de poder luego levantar topográficamente esos puntos. Una vez concluido el trabajo sísmico, se debe realizar el levantamiento topográfico de todos los puntos (sismógrafo, geófonos, disparo) en cada línea sísmica, de manera de registrar distancias y cotas con adecuada precisión, información necesaria para procesar los datos sísmicos.

2.3.2 Método sísmico por refracción.

A grandes distancias entre el punto de tiro y el de ubicación del geófono, del orden de 5 a 8 veces el espesor de glaciar, se observa el arribo de una onda cónica, que se puede interpretar como habiéndose refractado en el material bajo el glaciar, con el ángulo de incidencia i_0 y, habiéndose



propagado en este material, sale luego de él y emerge a la superficie con el mismo ángulo i_0 (ver Fig. 2.3.1-A-a). Si U es la velocidad en el hielo, y U' es la velocidad en el material (roca o detrito) bajo el glaciar, entonces:

$$\text{sen } i_0 = U/U'$$

La exploración sísmica por refracción proporciona la velocidad de onda en el material bajo el glaciar, y permite distinguir el tipo de material (roca, morrena, etc.).

2.3.3 Limitaciones del método sísmico.

El método sísmico tiene como base el supuesto que, a mayor profundidad, las densidades (y consecuentes velocidades de onda sísmica) son mayores. Si esto no es así se producen múltiples reflexiones y refracciones de las ondas sísmicas. En los glaciares de roca es común la presencia de estratos de hielo casi puro y otros con escasos o abundante detritos, variando de manera irregular; esta variación origina variaciones en la densidad de los estratos que son irregulares en profundidad. Todo esto hace que el método sísmico no sea utilizable como forma de explorar los glaciares de roca.

2.4 EXPLORACION GRAVIMETRICA.

2.4.1 Aspectos teóricos relevantes.

2.4.1.1. El método gravimétrico.

2.4.1.1.1 Aspectos generales del método.

El valor de la gravedad en un punto cualquiera de la superficie terrestre depende de la latitud, de los efectos de marea, de la cota de la estación y topografía de los terrenos circundantes, y de la distribución de la densidad de los materiales bajo la superficie terrestre. Para aislar y determinar el efecto de las desigualdades de densidades subsuperficiales, que es el objeto de la prospección gravimétrica, es necesario corregir los restantes factores que afectan las observaciones de la atracción gravitacional.

Como lo que finalmente interesa es el efecto de las desigualdades (vale decir las diferencias del valor de la atracción gravitacional) entre estaciones a lo largo de una línea gravimétrica, y no los valores absolutos de la gravedad, todo los valores de gravedad se refieren a diferencias relativas entre las estaciones extremas e intermedias que conforman una línea de medición. Estas diferencias relativas se obtienen aplicando el siguiente procedimiento general:

- a) Es conveniente calibrar el gravímetro antes de su empleo en terreno.
- b) Al inicio y término de un ciclo (de algunas horas de duración) de mediciones de estaciones gravimétricas se observa el valor de gravedad en una estación base determinada en el área del estudio. Es conveniente ubicar la estación del levantamiento base cerca del área del levantamiento para reducir los errores de deriva en el tiempo. La diferencia entre ambos valores



representa el efecto de las mareas y el valor de la gravedad en cada estación, medida durante ese intervalo de tiempo, se corrige proporcionalmente.

- c) Todos los valores de gravedad de las diversas estaciones se corrigen por el efecto de altura sobre el nivel del mar; en otras palabras, por el efecto de menor atracción de gravedad que implica la mayor cota.
- d) Todos los valores de gravedad se corrigen por el efecto de la atracción gravitacional que ejerce la masa de roca con espesor de la cota del terreno (corrección de Bouguer). Vale decir, se supone que todo el terreno está constituido por roca y, en un análisis final se atribuyen las diferencias de atracción gravitacional con respecto a la teórica a la menor densidad y espesor de algunos materiales (glaciares, depósitos sedimentarios, etc.) en la estación observada.
- e) Se corrigen los valores de gravedad en todas las estaciones por el efecto de atracción gravitacional que ejerce, o deja de ejercer, el relieve en torno a las estaciones.
- f) Se calcula el valor teórico que debiera tener la gravedad en las coordenadas horizontales de la estación pero a nivel del mar, y se compara con el valor de gravedad de la estación, corregido como se indicó anteriormente. La diferencia entre uno y otro valor es la Anomalía de Bouguer.
- g) Como en toda región montañosa la Anomalía de Bouguer tiene una gradiente que depende del efecto isostático y profundidad de la raíz de la montaña en la corteza terrestre. Se calcula la gradiente de la anomalía en cada línea gravimétrica, empleando como valores ancla en los extremos de cada línea la gravedad medida en afloramientos rocosos, o en lugares con rellenos de espesor y densidad conocidos (por ejemplo, estaciones en lugares de sondajes de exploración que han llegado al techo del basamento rocoso). Se corrige los valores de gravedad de todas las estaciones en cada línea, distribuyendo proporcionalmente a las distancias con las estaciones extremas la gradiente de la Anomalía de Bouguer.
- h) Finalmente, las diferencias de gravedad entre las estaciones intermedias y extremas de cada línea gravimétrica se atribuyen al efecto de espesores variados de materiales menos densos que aquellos de las masas rocosas del área.

2.4.1.1.2 El método de trabajo.

La metodología del estudio suele ser como se explica a continuación:

- a) En base a los planos que contienen la extensión de glaciares, fotografías aéreas que muestran afloramientos de rocas, y la ubicación de eventuales sondajes ejecutados en años anteriores u otras exploraciones, se establecen las posiciones aproximadas de las líneas gravimétricas que se medirán en terreno.
- b) Es conveniente emplear con instrumento de trabajo en terreno un gravímetro con precisión de lectura de 1/1.000 de miligal ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2$) y deriva de aproximadamente de un miligal por mes.
- c) En campañas de terreno, se miden valores de gravedad en las estaciones (o puntos) a lo largo de las líneas previamente establecidas, ajustando la disposición de las líneas y puntos según el relieve observado del terreno. Junto con medir la gravedad, en cada estación es conveniente tomar fotografías en colores del entorno y producir un video, y anotar un esquema del terreno vecino, todo ello para facilitar la corrección de terreno del valor de la gravedad medido en cada estación. Es conveniente estimar, en terreno, los espesores de depósitos sedimentarios en el entorno de los glaciares donde puedan llegar las líneas gravimétrica. Además de lo anterior, es necesario determinar con GPS la cota en cada estación durante el levantamiento gravimétrico, y con topografía de precisión (se deben lograr errores relativos en las cotas en lo posible no superiores a 10 cm); es crítico para un levantamiento gravimétrico el contar con adecuados



valores de cota de las estaciones. A modo de ejemplo, 10 m de error en la cota del terreno equivalen a aproximadamente 3 o 4 mgal de ajuste de la gravedad observada (por corrección de aire libre, de Bouguer y de terreno), lo cual a su vez significa del orden de 39 a 52 m de error en la estimación del espesor de un glaciar de roca, y mucho más si se trata de rellenos sedimentarios.

- d) Tras los trabajos de terreno, y ahora en un trabajo de oficina, se definen densidades (es muy relevante conocer la proporción de hielo y detrito en un glaciar de roca, y la densidad media del detrito en el hielo del glaciar), se calcula la corrección de terreno, se realizan las correcciones a los valores de gravedad medidos en terreno, se calculan las anomalías y se establecen los espesores de los diferentes materiales sobre el techo de la roca basal.
- e) Finalmente, se confeccionan los perfiles que muestran la distribución de los materiales sobre el basamento rocoso en las líneas gravimétricas, y se redacta el informe respectivo.

2.4.1.2. Correcciones a las observaciones gravimétricas.

a) Corrección de aire libre y gravedad teórica.

La corrección de aire libre corrige los valores de gravedad observados en terreno, a una cierta cota en la superficie terrestre, por la mayor distancia hasta el centro de la tierra con respecto a la gravedad a nivel del mar; vale decir, corrige por la diferencia de altura entre el nivel del mar y la cota de la estación. Por ello, la corrección de aire libre, G_f , es función del valor teórico de la gravedad al nivel del mar (G_o), del radio de la tierra (R) en la estación y de la cota (H) de la estación, de la siguiente manera (HEISKANEN y VENING MEINESZ, 1958):

$$G_f = (2 \times G_o \times H) / R$$

El valor teórico de la gravedad a nivel del mar (G_o) se obtiene de la fórmula de gravedad de CASSINIS (1930):

$$G_o = 978,0490 \times (1 + 0,0052884 \times \sin^2 F - 0,0000059 \times \sin^2 2F)$$

donde F es la latitud del punto. El radio terrestre (R) a la latitud F se calcula como si la tierra fuera un esferoide oblato, de donde, e ignorando términos de orden superior:

$$R = A \times (1 - E \times \cos^2 Q)$$

A es el semieje mayor y Q es el ángulo entre el eje de rotación de la tierra y la estación, vale decir el complemento de la latitud de la estación. E es el achatamiento polar, el que es igual a:

$$E = (A - C) / A$$

siendo C el semieje menor. Los valores de los semiejes terrestres, según FISCHER (1961), son $A = 6.378.155$ y $C = 6.356.773$ m.

Las coordenadas y cotas de cada uno de los puntos del levantamiento gravimétrico deben obtenerse con precisión de 10 cm, con GPS o con topografía terrestre.



b) Corrección de Bouguer.

La corrección de Bouguer (G_b) considera el efecto de atracción que ejerce una placa de material rocoso situado entre el nivel del mar y la cota (H) de la estación. Según HEISKANEN y VENING MEINESZ (1958) esta corrección es:

$$G_b = 2 \times \pi \times U \times W \times H \quad \text{mgal}$$

en que $\pi = 3.1415926$, U es la constante gravitacional universal ($6,673 \times 10^{-8}$ dinas, según HEYL y CHRZANOWSKI, 1942), W es la densidad de la roca basal y H es la cota de la estación. En esta corrección se emplea la densidad de la roca basal aunque el punto está sobre rellenos sedimentarios, con el objeto, precisamente, de determinar la anomalía (o déficit de atracción gravitacional) producida por un material de menor densidad.

c) Corrección de terreno.

El efecto de la topografía en los valores de gravedad de las estaciones gravimétricas fue estimado empleando el método de HAMMER (1939) hasta su zona M, vale decir hasta la distancia de 21.950,54 m del punto de medición. El método de HAMMER se basa en dividir el área alrededor del punto en círculos de diferentes radios pero todos centrados en el punto de observación, formando así zonas de la A a la M y, a su vez, cada una de estas zonas en sectores divididos según líneas radiales emergentes desde el punto de observación.

El cálculo de las tablas del método de HAMMER (1939) se basa en la bien conocida fórmula para la atracción gravitacional (G_t) de un cilindro vertical con un núcleo hueco, la que se expresa:

$$G_t = 2 \times \pi \times U \times W \times (R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2})$$

donde π , U y W son como se definen en subcapítulos anteriores, R_1 y R_2 son los radios internos y externos del cilindro (o de cada zona del gráfico de HAMMER), y H es la diferencia de cota entre aquella de la estación y la media del terreno en cada sector de una zona o anillo. El efecto gravitacional de cada sector es, entonces, G_t/N , donde N es el número de sectores de una cierta zona.

Los radios de cada zona del gráfico de HAMMER (1939), deben cumplir su condición:

$$R_2 / R_1 = (N + \pi) / (N - \pi)$$

en que R_1 y R_2 son los radios interno y externo de cada zona, N es el número de sectores en cada zona, y $\pi = 3,1415926$. HAMMER ha definido el radio externo de la primera zona, la zona A, en dos metros, y a partir de este se calculan los otros como sigue:

$$R_2 = R_1 \times (N + \pi) / (N - \pi)$$

Los radios y el efecto gravitacional de cada sector suelen ser calculados con un programa computacional. La longitud de los radios, y el número de sectores en cada zona, son como se muestra en la Tabla 2.4.1.2-A a continuación:

**Tabla 2.4.1.2-A. Divisiones del gráfico de HAMMER (1939).**

ZONA	SECTORES	R1 (m)	R2 (m)
A	4	0,0	2,0
B	4	2,0	16,6
C	6	16,6	53,2
D	6	53,2	170,2
E	8	170,2	390,3
F	8	390,3	895,0
G	12	895,0	1.529,9
H	12	1.529,9	2.615,0
I	12	2.615,0	4.469,7
J	16	4.469,7	6.653,8
K	16	6.653,8	9.905,2
L	16	9.905,2	14.745,3
M	16	14.745,3	21.950,5

Habitualmente, al emplear el método gravimétrico en zonas montañosas las cotas medias en sectores de las zonas A, B, C y D deben estimarse empleando, entre otros, las notas y datos obtenidos en terreno por personal que realiza el levantamiento además de la información topográfica detallada existente. La cota media de los sectores en las zonas E a H puede obtenerse de planos 1:2.000 y 1:10.000 existentes (debe revisarse que las cotas se ajusten a las reales) y en base a los datos topográficos asociados al levantamiento gravimétrico; aquellas de algunos sectores de la zona H, y hasta la M, se calculan en base a la cartografía de escala 1:50.000, en Chile proporcionada para la mayor parte del territorio por el Instituto Geográfico Militar.

2.4.2 Resultados e interpretación.

2.4.2.1. Aspectos generales.

Con el fin de obtener la geometría de la superficie del basamento rocoso, subyacente a los diversos rellenos glaciales y sedimentarios, y el espesor de éstos en el área de interés, una vez efectuadas las correcciones gravimétricas señaladas más arriba, se interpretan los valores de las diferencias relativas de gravedad de las estaciones en los extremos de las líneas (y una vez corregidas, en algunos casos, por la presencia de espesores conocidos o supuestos de rellenos presentes), como los valores locales de la Anomalía de Bouguer, vale decir la anomalía en una superficie terrestre compuesta por rocas de densidad supuestamente uniforme. La gradiente resultante de la Anomalía de Bouguer entre las estaciones extremas de una línea gravimétrica, refleja diversidades mayores en la corteza terrestre, tales como la variación del espesor de esta debida a la raíz isostática de una cadena montañosa, o variaciones de la densidad general de las masas rocosas, por ejemplo en un área de alteración hidrotermal. Una vez que este gradiente de la Anomalía de Bouguer es sustraído de las anomalías de las estaciones, se obtiene la anomalía residual (o gravedad relativa residual), la cual se interpretó como producida por el espesor de los diversos rellenos (glaciares, sedimentos, etc.).

El espesor de los rellenos que produce la anomalía gravimétrica residual (G_m), una vez sustraída la gradiente local de la Anomalía de Bouguer, se estima empleando la fórmula teórica del



efecto gravitacional de una capa de dimensiones horizontales infinitas. La contribución G_m al valor de la gravedad, debido al material de relleno de densidad P , es:

$$G_m = 2 \times \pi \times U \times P \times h \text{ (mgal)}$$

donde π y U son como se definen en subcapítulos anteriores.

Para una depresión rellena con glaciares y botaderos, si G_m es la diferencia entre la Anomalía de Bouguer en las márgenes y en un punto del relleno donde el espesor del relleno es h , entonces P es el contraste entre la densidad del relleno sedimentario y el valor de la densidad de la roca basal utilizado para calcular la Anomalía de Bouguer.

A modo de ejemplo, si la densidad de la roca basal es $2,80 \text{ g/cm}^3$ y aquella de relleno sedimentario antiguo es de $2,00 \text{ g/cm}^3$, el contraste de densidad es de $0,800 \text{ g/cm}^3$. Con este contraste, G_m es igual a $0,03354 \text{ mgal/metro}$ de relleno, y un miligal equivale al efecto de $29,82 \text{ m}$ de relleno. Contraste mayores y menores espesores por miligal se producen si se emplean densidades menores para el material de relleno, como aquella de glaciares de roca. En este caso el contraste de densidad es $2,800 - 0,931 = 1,869$, G_m es $0,07836$ y un miligal equivale al efecto de $12,76 \text{ m}$ de espesor de glaciar de roca.

La cota de la roca basal en las estaciones gravimétricas depende, aparte de eventuales errores en las mediciones y cálculos, del valor de la cota de la estación en superficie, pues se determina restando a la cota de superficie el espesor calculado de los materiales del relleno (glacial, sedimentario, etc.).

Los eventuales errores en las determinaciones del espesor de sedimentos y de la cota de la roca basal, atribuidos a imprecisiones en las lecturas de la gravedad observada, a diferencias en las densidades de los materiales en el área (en particular de botaderos con hielo de glaciares de roca), y a las aproximaciones y estimaciones en las diferentes correcciones, en un trabajo bien realizado suelen no exceder, en total, del 15% del espesor calculado del relleno.

2.4.2.2. Ejemplo de resultados.

La Tabla 2.4.2.2-A y la Fig. 2.4.2.2-A muestra un ejemplo de línea gravimétrica en un glaciar de roca, el valor de la corrección de terreno aplicada, la gravedad corregida (esta es la gravedad observada más las correcciones de aire libre, de Bouguer y de terreno), la Anomalía de Bouguer, el valor de la anomalía corregida por la gradiente regional de esta, la anomalía residual, el porcentaje de masa de glaciar de roca que influye en el cálculo del relleno que causa la anomalía residual, el espesor de glaciar de roca así estimado, la cota del techo de la base rocosa, la cota de la superficie de la estación (datos de la topografía realizada para el estudio del ejemplo), y la cota del techo de la masa del glaciar de roca.



Tabla 2.4.2.2-A. Ejemplo de anomalía gravimétrica y espesores de los materiales de relleno (glaciares y sedimentarios) en una línea gravimétrica transversal a la dirección de flujo de un glaciar de roca. Ver Fig. 2.4.2.2-A.

Estación Nº	Corrección de terreno (mgal)	Gravedad corregida (mgal)	Anomalía de Bouguer (mgal)	Anomalía sin gradiente regional (mgal)	Anomalía atribuible a rellenos (mgal)	Porcentaje estimado de glaciar en el espesor total	Espesor del glaciar de roca (m)	Cota del techo de la roca basal (m)	Cota de la superficie, Junio 2001 (m)	Cota del techo del glaciar de roca (m)
Línea 07										
170	16,36	979328,97	-261,43	-259,25	-2,18	0	0,0	3960,4	4000,4	3960,4
171	16,36	979329,29	-261,09	-257,41	-3,69	100	47,0	3952,7	3999,7	3999,7
172	16,80	979331,03	-259,33	-255,41	-3,92	100	50,1	3950,2	4000,2	4000,2
173	17,67	979332,57	-257,77	-253,24	-4,53	100	57,8	3942,4	4000,2	4000,2
174	19,12	979335,65	-254,67	-250,41	-4,26	100	54,4	3945,8	4000,2	4000,2
175	21,03	979338,44	-251,87	-248,24	-3,63	100	46,4	3952,9	3999,2	3999,2
176	22,24	979342,26	-248,03	-245,78	-2,25	100	28,7	3970,5	3999,2	3999,2
177	23,99	979344,89	-245,40	-245,25	-0,16	0	0,0	3993,3	3996,2	3993,3

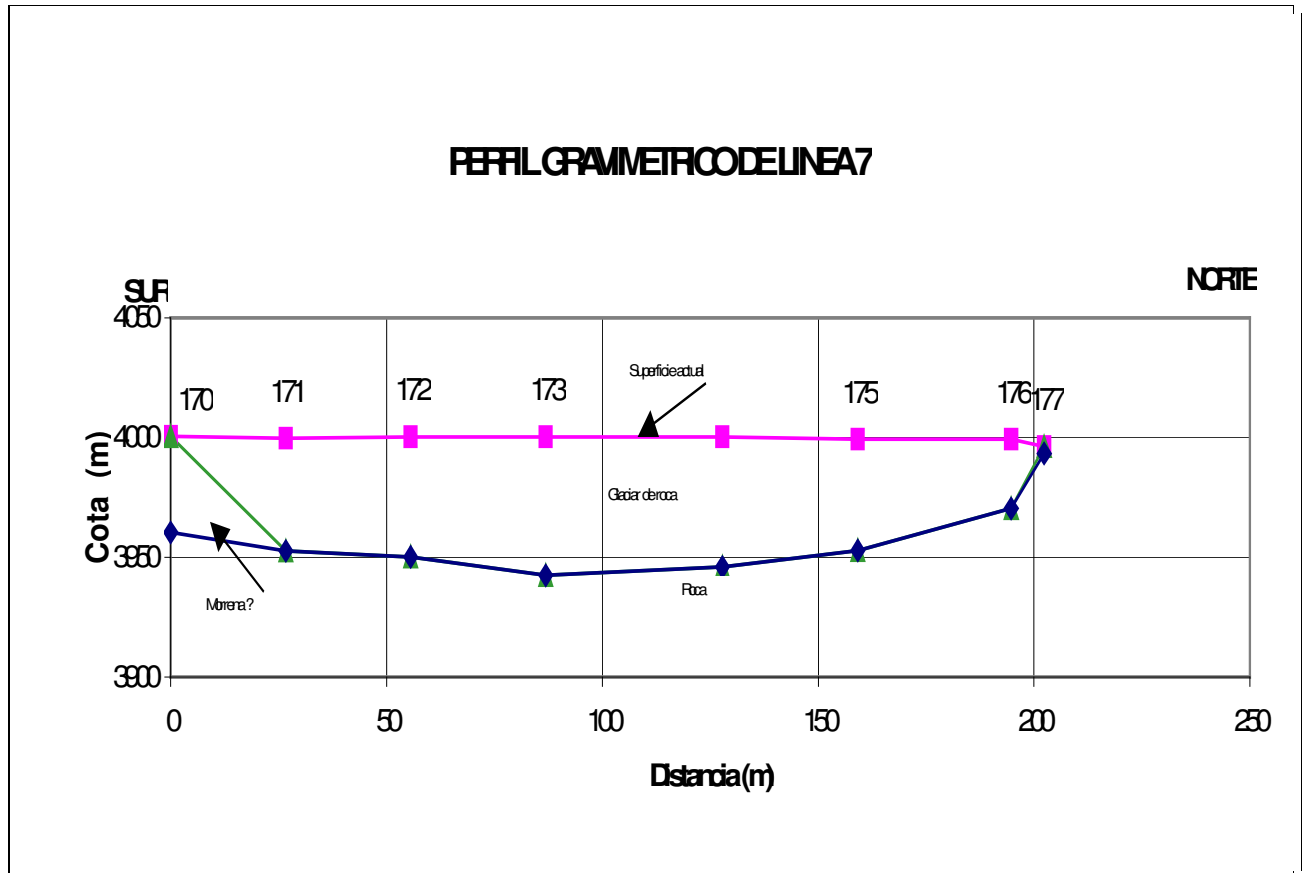


Fig. 2.4.2.2-A. Ejemplo de resultado de la determinación de espesor de un glaciar con el método gravimétrico. Ver Tabla 2.4.2.2-A.

2.5 EXPLORACION ELECTROMAGNETICA.

2.5.1 Determinación de espesor de un glaciar.

2.5.1.1. El método de medición.

La exploración electromagnética se realiza con un aparato derivado del radar y que puede ser empleado tanto en la superficie de un glaciar, portado por personas o montado en un trineo, o bien montado en un avión o helicóptero. Se descubrió por accidente la transparencia del hielo a cierta longitud de ondas electromagnéticas cuando aviones de Fuerza Aérea de U.S.A. volando sin visibilidad hacia los sitios de emplazamiento de radares de larga distancia en Groenlandia en la segunda mitad de la década de 1960, se encontraron aterrizando en la superficie del glaciar aún cuando sus propios radares señalaban algunos miles de metros de altura sobre el suelo. En realidad los radares en los aviones detectaban el suelo rocoso subglacial y no la superficie del glaciar.

Los radares utilizados para medir espesores de hielo consisten, básicamente, en emitir un pulso electromagnético por una antena, el pulso viaja hacia el fondo del glaciar, rebota en las rocas o

suelo en la base del glaciar y asciende hacia la superficie, donde lo recibe otra antena, de manera que conociendo la velocidad de propagación de la onda en el hielo (0,169 m/s en hielo frío, del orden de 0,160 en hielo frío con cubierta de nieve) y el lapso de tiempo entre la emisión y la recepción, es posible determinar el espesor de hielo. Los primeros radares construidos para investigar espesores de hielo operaron en la frecuencia de 35 kc/s hasta 100 kc/s, añadiendo los ecos durante 10 segundos para mejorar su perceptibilidad. A partir de la utilización en glaciares, mas recientemente se ha desarrollado ya comercialmente el radar de penetración del terreno GPR, empleado en suelos y rocas

En la actualidad, el GPR ha sido ya por varias décadas empleado exitosamente en la exploración de espesores de hielo. En los glaciares temperados, esencialmente a 0°C, con variadas cantidades de agua libre lo que atenúa y absorbe fuertemente la onda electromagnética, se deben emplear radares de baja frecuencia bastante especializados. En los glaciares fríos, virtualmente sin agua, es posible utilizar GPR de alta frecuencia, disponibles comercialmente.

Los equipos de radar consisten básicamente de (ver Fig. 2.5.1.1-A) un transmisor y su antena, una antena receptora, un receptor con osciloscopio y capacidad de conexión a un PC portátil u otro tipo de almacenamiento de datos. La metodología de empleo implica recorrer el glaciar en líneas, con posicionamiento GPS en los grandes glaciares o en los pequeños glaciares marcando el terreno con estacas que luego deben levantarse topográficamente

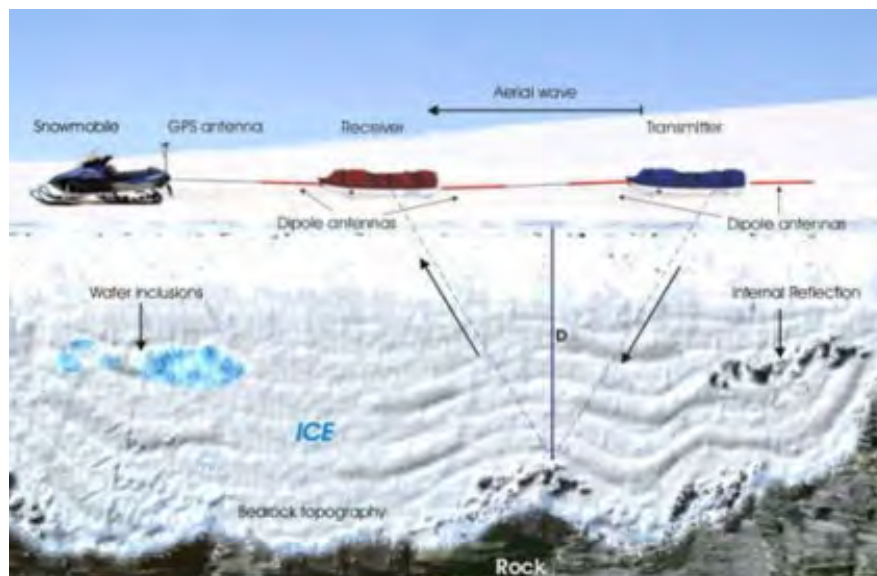


Fig. 2.5.1.1-A . Esquema de empleo terrestre del radar para medir espesor del hielo. Transmitter = transmisor, receiver = receptor, dipole antennas = antenas dipolo, water inclusions = inclusiones de agua, bedrock topography = topografía del lecho rocoso, ice = hielo, internal reflection = reflejos internos.

En glaciares temperados y profundos (varios centenares de metros) se han usado antenas dipolo cargadas resistivamente de 20 m de longitud lo que implica una frecuencia central de 2,5 MHz. La separación entre el transmisor y el receptor puede ser del orden de 40 a 80 m. Otros esquemas han sido, por ejemplo, en hielo temperado profundo y desde helicóptero, transmisor de impulso con frecuencia central de 6 MHz y antena con largo de medio dipolo de 8 m; o bien , en hielo frío de la

Antártica, de más de 3.000 m de espesor, transmisor de 150 MHz. La configuración del levantamiento en un glaciar frío poco profundo puede ser como:

- ❖ Antenas de, por ejemplo 100 MHz para pequeños glaciares fríos, espaciadas 1 o más metros,
- ❖ Levantamiento operado con modo de antenas TE.
- ❖ Una ventana de tiempo de 500 a, por ejemplo, 3000 milisegundos,
- ❖ Mediciones en pasos de 1 o más metros (también puede ser menor, o mucho mayor),
- ❖ Voltaje pulsante de 1000 Volt,
- ❖ Número de aplicaciones de 30 a 300,
- ❖ Procesamiento de datos con aumentos en cada trazo, corrección por atenuación esférica y atenuación de la señal; aumento aplicado para producir retorno limpio con mínimo de filtro.

Las señales se almacenan en un PC normalmente en dos formatos: de Amplitud (A) y Raster (R). El formato de amplitud (ver Fig. 2.5.1.1-B) permite analizar cada traza, compuesta por centenares de puntos, en un gráfico cuyo eje Y representa la amplitud de la señal y el eje de abscisas (X) el tiempo. El diagrama raster (R), permite visualizar la secuencia total de trazas en forma de imagen (ver Fig. 2.5.1.1-C), correspondiendo cada traza a una columna, asignando colores a cada rango de amplitud. En la vertical, los diagramas R muestran el tiempo de retorno, mientras que en la horizontal se grafica el recorrido seguido.

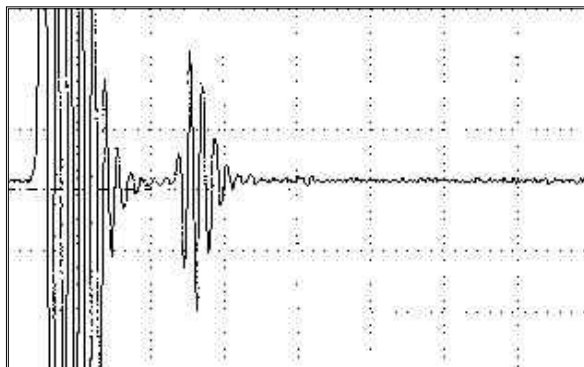


Fig. 2.5.1.1-B. Diagrama de amplitud (A) de señal de radar en el glaciar Juncal Norte (Univ. de Chile).

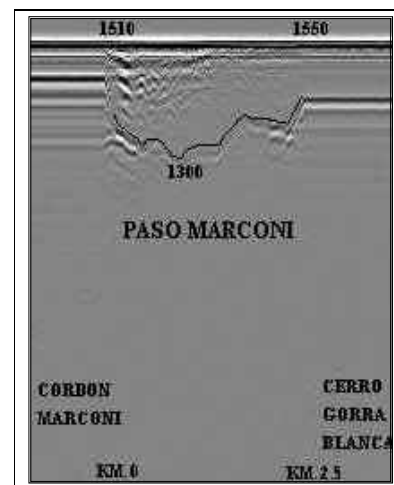


Fig. 2.5.1.1-C. Diagrama raster (R) de señal de radar, en el CHPS (Univ. de Chile).

Un ejemplo de mediciones gravimétricas con radar, y el perfil que interpreta los resultados, se muestra en las figuras 2.5.1.1-D y E, para el glaciar Toro 1 en la cordillera de la III Región.

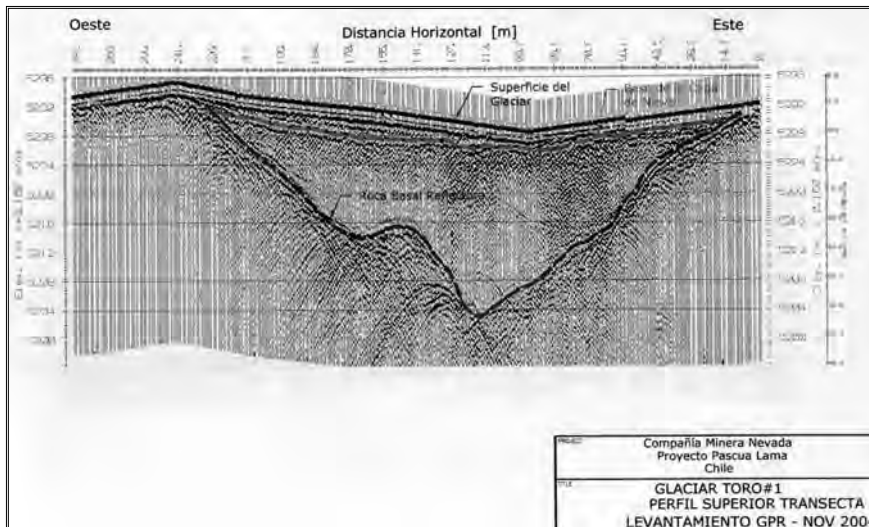


Fig. 2.5.1.1-D. Diagrama raster (R) de las mediciones con radar de espesor del glaciar Toro 1, III Región.

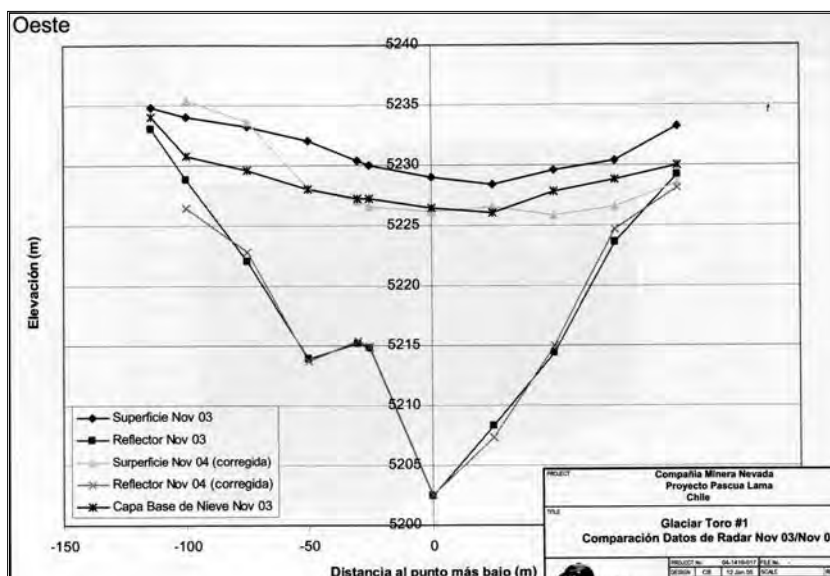


Fig. 2.5.1.1-E. Perfil transversal por el glaciar Toro 1, que interpreta los datos de una medición de espesor con radar (ver Fig. 5.5.1.1-D).

2.5.1.2. Procedimiento de cálculo para determinar espesor de un glaciar.

El procedimiento (Lab. de Glaciología, Univ. de Chile) para calcular el espesor de hielo en cada punto de medición se detalla a continuación. Se emplea la siguiente ecuación basada en trigonometría básica y cinemática (CASASSA & RIVERA, 1998):

$$H = \sqrt{\left\{ \left(t + \frac{s}{v_a} \right)^2 \cdot \frac{v_i^2}{4} - \frac{s^2}{4} \right\}}$$

(Ecuación 1)



Donde,

H , es el espesor de hielo, en m

v_a , es la velocidad de propagación de la onda en el aire (299.8 m/ms)

v_i , es la velocidad de propagación de la onda en el hielo, en m/ms

s , es la distancia entre el centro geométrico del transmisor y el receptor, en m

t , es el tiempo de retorno del eco subglacial (two-way travel time), en ms

(Nota: ms corresponde a microsegundos.)

Para determinar la velocidad de propagación de las ondas radar en el hielo, pueden emplearse valores conocidos de permitividad dieléctrica relativa, obtenidos en laboratorio. Para el hielo puro y homogéneo, puede aplicarse la siguiente ecuación (MACHARET et al. 1993):

$$v_i = \frac{v_a}{\sqrt{e}} \quad (\text{Ecuación 2})$$

donde,

e , es la parte real de la permitividad dieléctrica relativa del hielo (en adelante permitividad).

En el caso de glaciares fríos, JEZEK et al. (1978) midieron valores de velocidades de propagación en hielo del orden de 167 m/ms, lo que implica una permitividad cercana a 3.17. Para glaciares temperados sin embargo, MACHARET et al. (1993) midieron velocidades menores, del orden de 161 ± 6.9 m/ms, especialmente en las zonas de ablación de glaciares en la ex URSS. Lo que implica una permitividad promedio de 3.47.

Aplicar una permitividad teórica a glaciares temperados como los existentes en Chile, puede generar algunas diferencias significativas de velocidad, debido a varios factores. En primera instancia, el margen de error en la velocidad del hielo de MACHARET et al. (1993), puede explicarse por inhomogeneidades en la presencia de agua en el hielo y las distintas capas de nieve-neviza-hielo en el glaciar. Otro factor que puede incidir en la velocidad de propagación de las señales en el hielo, es la frecuencia central del sistema (PLEWES & HUBBARD, 2001).

La frecuencia central del sistema empleado, es una función de las características del transmisor, y de la naturaleza de las antenas, particularmente su largo. La frecuencia puede ser calculada según la siguiente ecuación, que relaciona longitud de onda con velocidad de propagación de la onda (LUCERO, 2001):

$$f = \frac{v_i}{4L} \quad (\text{Ecuación 3})$$

donde,

f , frecuencia central del sistema (MHz).

L , es el largo del semi dipolo empleado en el sistema (m).

Otro factor que puede incidir en la velocidad de propagación de las ondas en el hielo es la variación en la conductividad eléctrica del hielo, que se genera por presencia de impurezas, tales como



cenizas volcánicas, materiales morrénicos, etc. Para estimar el factor de pérdida (P_w), asociado a la presencia de impurezas, puede emplearse la siguiente ecuación (PLEWES & HUBBARD, 2001);

$$P_w = e * c * O$$

(Ecuación 4)

donde,

c , es la conductividad eléctrica del hielo en (mS / m)

O , es la frecuencia angular del sistema, que según REES (2001), puede calcularse con la siguiente ecuación:

$$O = 2 * \pi * f$$

(Ecuación 5)

donde,

π , es 3.1416

La ecuación que relaciona los anteriores parámetros y que permite estimar la velocidad de transmisión de señales en el hielo, está definida por la siguiente ecuación (PLEWES & HUBBARD, 2001);

$$v = \frac{v_0}{\sqrt{\left\{ \left(\frac{\epsilon}{2} \right) \left[\left(1 + P_w^2 \right) + 1 \right] \right\}}}$$

(Ecuación 6)

Debido a que en Chile no existen mediciones propias de velocidad de transmisión de las señales de radar en el hielo, se asumirán las velocidades obtenidas en glaciares temperados por MACHARET et al. (1993).

Para determinar el error en la determinación del espesor de hielo, se emplea la ecuación siguiente,

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum (H_x - H_{x'})^2}{n}}$$

(Ecuación 7)

donde,

RMS (Root-mean-square o error cuadrático medio), es el error del conjunto de datos (m)

H , es el espesor medido en el punto “x” donde dos perfiles RES se cruzan (m)

n , el número de datos comparados

Los datos comparables corresponden a intersecciones de perfiles de radar, donde se mide el mismo punto en dos perfiles distintos o donde se sabe el espesor por otros métodos (sísmica o testigos de hielo).

2.5.1.3. Limitaciones del método.

El determinar espesores de hielo con el método de radar requiere que el medio (hielo en este caso) sea uno de propiedades relativamente uniformes. En el caso de los glaciares de roca, con frecuentes lentes o estratos compuestos de hielo y abundante material detrítico, dispuestos entre espesores variados de hielo casi puro, hace imposible la aplicación de este método en su capacidad actual.

2.5.2 Interferometría SAR para establecer cambios de cota de la superficie.

2.5.2.1. El método de interferometría SAR.

2.5.2.1.1 El SAR.

El SAR (de Synthetic Apertura Radar) son instrumentos (ERS ½ y RADARSAT) a bordo de satélites y que emiten señales de radiación electromagnéticas (señales EMR), las que de vuelta son registradas en cuanto a la fuerza de la señal y la demora en el tiempo entre la emisión y la recepción. Con los registros de fuerza de la señal se producen imágenes de la superficie terrestre, incluidos los glaciares.

El SAR es una forma de radar en el cual la antena rotatoria altamente direccional es reemplazada por antenas pequeñas de baja direccionalidad. Las formas del eco recibido por las diferentes antenas, o por una antena móvil que transita sobre un objeto o superficie, son luego procesadas para establecer el objeto o superficie. El SAR complementa a las fotografías y otras formas de imágenes y, por sus características, la adquisición de imágenes no está limitada por la hora del día o por las condiciones atmosféricas.

2.5.2.1.2 Amplitud de la onda.

La señal EMR puede compararse con ondas de senos (ver Fig. 2.5.2.1.2-A). Las imágenes convencionales SAR están confeccionadas (como imágenes raster) con las amplitudes, o fuerza, de las ondas de seno, las que se muestran como valores de intensidad de nivel de gris.

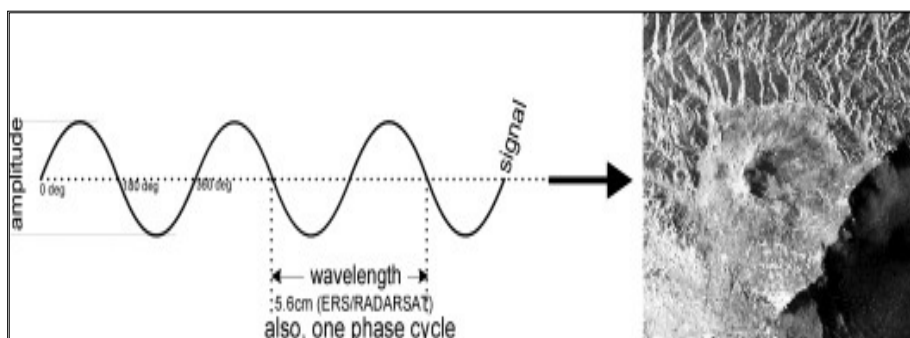


Fig. 2.5.2.1.2-A. Ejemplo de amplitud de señal EMR e imagen raster producida según variaciones de la señal.

2.5.2.1.3 La fase de la onda y el desplazamiento de la fase.

Cuando la onda de seno comienza a repetirse (ángulo de fase superior a 360°), a ocurrido un ciclo de la fase. Si se obtienen dos imágenes separadas desde exactamente la misma posición del satélite, pero en tiempo diferente y sin que nada cambie en el área registrada, se debe esperar que las dos ondas de seno, de cada imagen, sean exactamente iguales y en fase una con otra (ver Fig. 2.5.2.1.3-A); vale decir, se verían como una sola si son observadas desde una posición en ángulo recto con el plano de la señal.

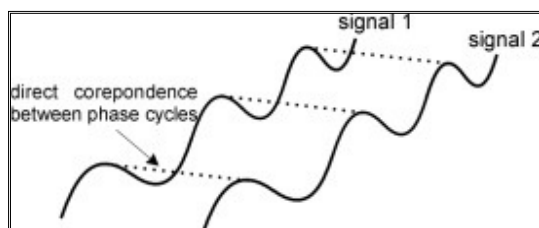


Fig. 2.5.2.1.3-A. Ejemplo de dos ondas de seno idénticas, en fase, obtenidas de la misma área en oportunidades diferentes, sin cambios en la cota de superficie.

En la práctica, la posición del satélite al obtener dos imágenes nunca es la misma, y la correspondiente diferencia en la trayectoria (o “path”), vale decir la distancia entre el satélite y la superficie del terreno, significa que hay una diferencia en la fase entre dos señales. La diferencia física en la trayectoria puede expresarse como un número entero de largos de onda más la fracción de un largo de onda (ver Fig. 2.5.2.1.3-B). También se puede expresar como una diferencia en el ángulo de la fase entre dos señales.

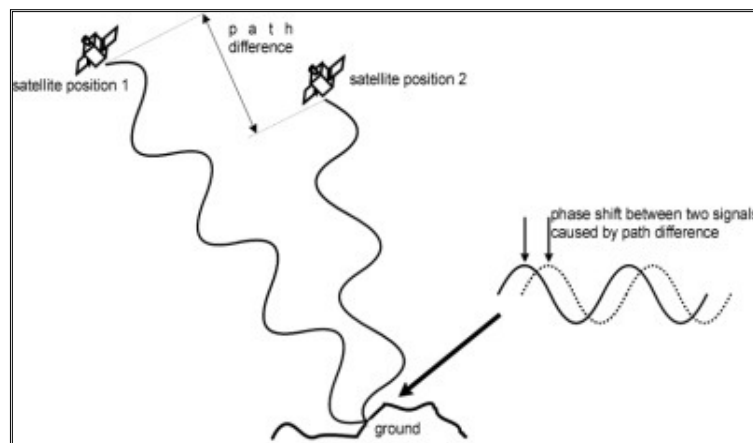


Fig. 2.5.2.1.3-B. Diferencia en la fase entre dos señales en posiciones diferentes del satélite.

2.5.2.1.4 Interferometría.

La interferometría SAR utiliza la información de las fases restando el valor de la fase en una imagen del valor de la otra imagen, para un mismo punto del terreno. Esto es, en realidad, el generar la interferencia entre dos señales de fase y es la base de la interferometría.

La diferencia de fase para cualquier punto en el terreno es un valor entre cero y 360° . Puntos vecinos del terreno proporcionarán otros valores de la diferencia de fase, debido a cambios en la diferente trayectoria. Para un conjunto de puntos en un área determinada de terreno, los 360° posibles



de diferencia de fase pueden expresarse como 256 tonos de gris y visualizarse como un margen (o borde) entre diferentes tonos de gris. La imagen de un interferograma está compuesta de numerosos márgenes

Un margen puede resumirse como un conjunto de curvas donde cada particular tono de gris en y a lo largo del margen corresponde a una diferencia de fase constante. Esta diferencia constante de fase en un margen tiene directa relación con la igualmente constante diferencia en una trayectoria. A su vez, la diferencia en la trayectoria es función de la cota del terreno, ya que esto afecta la distancia a la aeronave o al satélite. Así, diferencias constantes en la trayectoria se relacionan con cotas constantes del terreno, vale decir, las curvas de diferencia de fase en un margen son, en realidad, curvas de cota del terreno. A modo de ejemplo, un tono de gris específico, como el 168, representa puntos en el terreno con la misma cota.

Como el terreno que cubre un satélite en la dirección de su desplazamiento es muchos ordenes de magnitud mayor que un largo de onda (por ejemplo 100 km para el satélite ERS), el ciclo de fase se repite muchas veces, produciendo una serie de márgenes contiguos, cada uno repitiendo el ciclo de 0 a 255 tonos de gris.

El espaciamiento y la forma de los márgenes depende de los parámetros de la observación (largo de onda y geometría) y de la topografía. Si el terreno fuera horizontal, se producirían una serie de márgenes paralelos, espaciados regularmente. Cualquier desviación de un diseño de márgenes paralelos puede interpretarse como variaciones de la topografía.

Los márgenes de un interferograma resultan no sólo por el relieve de una cierta superficie, sino también por la curvatura de la tierra. Por ello, los interferogramas deben ser corregidos, “aplanados”, computacionalmente de manera de eliminar el efecto del elipsoide terrestre y considerar solo los márgenes debidos a la topografía.

El valor de la fase, o ángulo (y, en consecuencia, las diferencias de fase en un interferograma), no es conocido absolutamente, sino proporcionado dentro de un rango de 0-360°. Vale decir, la fase se “enrolla” en un rango fijo de ángulo de 0 a 360°. Para calcular la cota del terreno y generar un DEM (Modelo Digital de Elevación), los márgenes de un interferograma deben ser “desenrollados”, o sea, el múltiplo correcto de 360° debe ser agregado a la diferencia de fase de cada píxel. Si el terreno fuera horizontal, el desenrollamiento de un interferograma produciría una imagen con un tono de gris constante. Si el terreno es parte de una ladera montañosa, el desenrollamiento produce una imagen con tonos de gris cada vez más intensos, correspondientes a las mayores cotas.

La línea base perpendicular (B_{PERP}), o la separación de trayectorias entre dos posiciones del satélite, implica una diferencia en la trayectoria al mismo punto en el terreno.

Cada ciclo completo de 360° de márgenes representa un intervalo específico de elevación para todos los márgenes del interferograma. Este intervalo se conoce como la “altitud de ambigüedad”, o Δz , y es una función del largo de onda del radar, la altitud del satélite, el ángulo de incidencia y la línea base perpendicular o B_{PERP} . Para el satélite ERS, y otros, la mayoría de estos valores son constantes, con la sola excepción del B_{PERP} , de manera que la relación entre ellos puede reducirse a:



$$\Delta z = 9416 / B_{\text{PERP}}$$

donde Δz y B_{PERP} se expresan en metros. Por ejemplo, si B_{PERP} fuera 10 m, entonces la altitud de ambigüedad sería 941,6 m. En términos prácticos, esto significa que cualquier margen observada en un interferograma podría representar 941,6 m de cambio en elevación, o 941,6 m en cambio de altitud más cualquier desplazamiento que pueda haber ocurrido.

Para que el proceso de interferometría opere correctamente, algún grado de similitud, o correlación, debe existir en las propiedades de la superficie del terreno entre la obtención de dos imágenes. En la mayoría de las superficies terrestres del mundo, en especial en las zonas de clima templado, la correlación se deteriora con el tiempo debido a cambios en la vegetación asociados a diferentes condiciones climáticas, lo que se conoce como “decorrelación temporal”. La correlación tiende a permanecer buena en zonas desérticas y áridas donde son pocos los cambios que ocurren. Uno de los resultados que arroja la cadena de análisis de una imagen de interferometría es una imagen de coherencia, la que representa la correlación que existe entre los píxeles correspondientes de dos imágenes – los píxeles de tonos claros muestran buena correlación (por ejemplos terrenos en zonas áridas), mientras que los píxeles de tonos más oscuros muestran pobres correlaciones (por ejemplo, debido a la vegetación).

2.5.2.1.5 Interferometría diferencial.

Como se ha señalado, el empleo básico de la interferometría SAR es para la estimación de cotas del terreno. Sin embargo, avances en esta tecnología pueden aplicarse para mapear cambios en la cota de la superficie del terreno, como los que ocurren en sismos, deslizamientos y subsidencias, o como lo que ocurren en la cota de la superficie de un glaciar con los procesos de acumulación de nieve y de ablación de nieve y hielo. El método se conoce como interferometría diferencial, y emplea imágenes SAR obtenidas en fechas diferentes y que puedan comprender cambios en la cota del terreno. Un primer interferograma se origina presentando la superficie del terreno (o del glaciar) inicial, y luego se crea un segundo interferograma con una imagen obtenida tiempo después de ocurrido el evento que se desea analizar. Deduciendo las cotas del terreno de un interferograma con respecto al otro, los márgenes de igual cota se cancelan unos con otros, de manera que los márgenes remanentes son solo aquellos que representan diferencia en la topografía de una y otra imagen, vale decir una deformación o desplazamiento.

Actualmente existen dos maneras de realizar la interferometría diferencial: el método de tres-pasadas (o método de doble diferencia), y el método de dos-pasadas más DEM (o método de eliminación del DEM). En el método de tres-pasadas se emplean tres imágenes SAR del mismo terreno, pero obtenidas en fechas diferentes. Un interferograma se hace con las diferencias de fase entre la primera y segunda imagen, y un segundo interferograma se ejecuta con las diferencias de fase entre la segunda y tercera imagen. A continuación se resta el primer interferograma así obtenido, del segundo, para producir un tercer interferograma, que es uno de doble diferencia.

El método de dos-pasadas + DEM emplea dos imágenes SAR, produciendo un interferograma. Para realizar la diferenciación, se debe crear (o sintetizar) otro interferograma, lo cual se hace a partir de un DEM del área (y de un conocimiento muy preciso respecto a la posición del satélite en el momento de la obtención de la imagen). Este método, básicamente, obtiene un interferograma a partir de los datos de elevación del terreno, y el interferograma así sintetizado se resta del interferograma



original, con lo cual se eliminan todos los márgenes de terreno que no ha variado, dejando solamente los márgenes que representan cambios en la cota del terreno.

2.5.2.1.6 Interpretación de márgenes diferenciales y georeferenciación.

Las diferencias de fase que quedan como márgenes en un interferograma diferencial, son el resultado de un rango de cambios en la cota de cualquier punto en el terreno entre un interferograma y el siguiente. En el interferograma diferencial cada margen se relaciona directamente con el largo de onda del radar (por ejemplo 5,6 cm en ERS y RADRSAT), o sea el ciclo de una fase. Cualquier deformación del terreno con cambio de cota que aumente la distancia entre el terreno y el satélite, ocasiona un incremento de la diferencia en la trayectoria (y por consiguiente en la fase). Como la señal debe ir del satélite al terreno y luego volver al satélite, la diferencia en la distancia medida es el doble de la diferencia de cota medida en unidades de largo de onda. En un interferograma diferencial un ciclo de margen con una diferencia de fase (de 0° a 360°, o un largo de onda) corresponde realmente a una diferencia de cota con respecto al satélite de solamente la mitad de un largo de onda, vale decir 2,8 cm.

Georeferenciación es el proceso de asignar a los píxeles de una imagen raster coordenadas del terreno, por ejemplo latitud y longitud. Así, una imagen georeferenciada puede transformarse para que conformar con un mapa de sistema de proyección específico, donde cada píxel representa una ubicación particular y las distancias son congruentes con el sistema de coordenadas. Previo a ser georeferenciadas, las imágenes SAR consisten de juegos de píxeles que se adhieren a una geometría que corresponde a los parámetros de adquisición de datos del satélite, lo cual generalmente es una imagen inclinada. El proceso de georeferenciación y transformación de la imagen inclinada, la convierte en una imagen real del terreno. El proceso de georeferenciación se denomina también como geocodificación.

2.5.2.2. Aplicaciones de la interferometría SAR en glaciares.

La interferometría SAR en glaciares permite:

- a) Establecer cambios de cota en la superficie entre fechas cubiertas por dos imágenes. Con correcciones y ajustes, es posible identificar diferencias de fracción de centímetro. La estratificación de la atmósfera, con variados índices de refracción, puede causar significativos errores entre las determinaciones de cota.
- b) Según lo anterior, establecer la posición de la Línea de Equilibrio o de la Línea de Nieve en un glaciar, vale decir, la línea donde la pérdida de masa es cero. Ver Fig. 2.5.2.2-A.
- c) Establecer velocidades de flujo, comparando posiciones de estructuras glaciares identificables en dos imágenes de fechas diferentes. Emplea una técnica algo diferente a la interferometría SAR, utilizando la optimización de coherencias entre dos imágenes.
- d) Estimar el grado de humedad en la nieve de la superficie de glaciares, según el grado de absorción de la onda electromagnética. Combinando datos de interferometría SAR con información meteorológica e hidrológica.

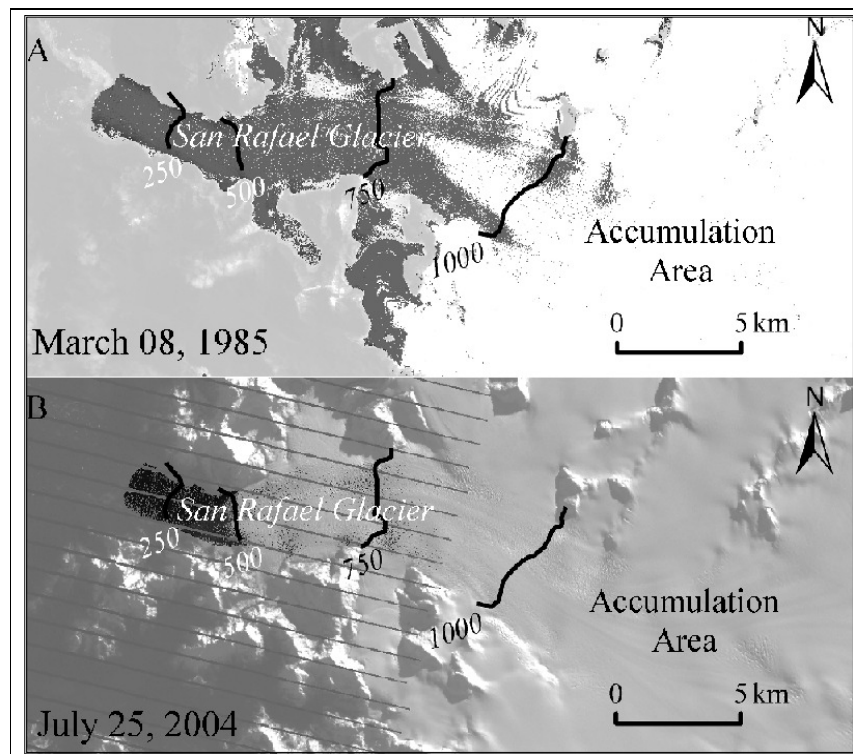


Fig. 2.5.2.2-A. Posición de la línea de nieve en el glaciar San Rafael (CHPN), en verano 1985 e invierno 2004, según la reflexión (o grado de absorción) de ondas de radar. De Barcaza y Aniya, 2008.



3 BALANCE DE MASA EN UN GLACIAR.

3.1 ASPECTOS GENERALES DEL BALANCE DE MASA EN GLACIARES.

3.1.1 Definición de balance de masa y formas de evaluarlo.

El balance de masa de un glaciar es la evaluación de la masa de nieve y hielo ganada en un ciclo anual en la Zona de Acumulación de un glaciar, y su comparación con la masa perdida, también en un ciclo anual, en la Zona de Ablación de un glaciar. En otras palabras, el Balance de Masa (BM) de un glaciar es:

$$\text{BM} = \text{Masa ganada Zona Acumulación} - \text{Masa perdida Zona de Ablación.}$$

Un glaciar está en equilibrio cuando BM es igual a 0 a mediano o largo plazo, aceptando que las condiciones anuales suelen ser diferentes de 0, ya sea positivas o negativas, reflejando las particularidades climáticas del año en consideración. Si un glaciar se encuentra en equilibrio, ello significa que, en el mediano o largo plazo, su frente no avanza ni retrocede, y que la superficie del glaciar mantiene la cota y también la forma.

El balance de masa de un glaciar debe considerar no solo la masa ganada o perdida, en un ciclo anual en la superficie de cada zona de un glaciar, sino también la pérdida o ganancia de masa en la base de un glaciar. Para que tenga sentido, y no refleje solamente las posibles especiales condiciones climáticas de un año en particular, el balance de masas de un glaciar debe medirse durante varios años, en lo posible de manera permanente.

El balance de masa de un glaciar comprende tres balances, o evaluaciones diferentes:

- ❖ El balance de hielo,
- ❖ El balance calórico
- ❖ El balance hídrico.

El **balance de hielo** de un glaciar puede evaluarse de diferentes maneras, siendo el método glaciológico el más correcto puesto que es el único que se basa en mediciones en terreno. El balance de hielo de un glaciar es el resultado, al fin de un ciclo anual, de sumar todas las pérdidas de masa, y todas las ganancias. Este método consiste en medir la pérdida o ganancia de masa en puntos (estacas) en la superficie del glaciar, seleccionados de manera tal en su ubicación que representen las condiciones en todo el glaciar. Se mide la pérdida o ganancia de cota en el punto, se determina la densidad del material (nieve o hielo) en la superficie del glaciar, y así se logra la diferencia de masa (positiva o negativa) en el punto específico con respecto a una medición anterior. Aplicando las mediciones de cada punto a su área representativa, se obtiene el balance de hielo para todo el glaciar. Según las recomendaciones de UNESCO (2003) se requieren al menos 10 a 15 puntos en cada glaciar. Las pérdidas en la base de un glaciar deben evaluarse por métodos indirectos. Este método glaciológico produce balances anuales de adecuada precisión.

Otro método de estimar el balance de hielo de un glaciar es el geodésico, comparando superficies (área y cota) de un glaciar en planos topográficos de años sucesivos, para así evaluar cambios de volumen del glaciar. Este método se emplea normalmente como un control del método



glaciológico, porque permite inferir la tendencia general del balance de masas en un glaciar, pero no es suficientemente preciso para evaluar el balance anual. Es más bien raro que exista un año con balance de masa cero; lo común en un glaciar estacionario es que existan años de balance positivos y otros negativos, pero que en plazos mayores que el anual la suma de los balances anuales sea igual cero. En un glaciar en equilibrio no solo el frente del glaciar permanece estacionario, sino también la forma de la superficie del glaciar, aunque este esté en movimiento.

Aún otro método de estimar el balance de hielo consiste en evaluar la masa que transita anualmente por la Línea de Equilibrio de un glaciar. En un glaciar en equilibrio, las mayores velocidades de movimiento se deben registrar (excepto cuando existen protuberancias en el lecho del glaciar) en el límite entre la zona superior de ganancia de masa y la zona inferior de pérdida de masa; este límite es la Línea de Equilibrio. En un año, toda la masa ganada en la parte superior de un glaciar transita a través de la Línea de Equilibrio para compensar la masa perdida en la parte inferior. Este tránsito se expresa en las velocidades del glaciar en la Línea de Equilibrio, de manera que conociendo la sección del glaciar en la Línea de Equilibrio y las velocidades en la sección, es posible calcular la masa que transita por ella. Para un glaciar en equilibrio, esta masa que transita por la Línea de Equilibrio es la masa ganada (balance positivo) en la Zona de Acumulación del glaciar y, también, es igual a la masa perdida (balance negativo) en la Zona de Ablación del glaciar.

Una estimación aproximada del volumen que transita anualmente por la sección de la Línea de Equilibrio se obtiene expresión:

$$\text{Volumen Anual} = \text{Área de la Sección} \times \text{Velocidad} \times 0,6 \quad (\text{en metros cúbicos})$$

en que la Velocidad es la media anual máxima en superficie, expresada en m/año, y el Área de la Sección es expresada en m².

El evaluar la masa que transita por la Línea de Equilibrio no refleja con exactitud el balance anual de masa de un glaciar, pero si la condición a mediano plazo, dependiendo del tamaño del glaciar. Para aplicar con exactitud este método se requiere conocer la posición de la Línea de Equilibrio (algo incierto en los glaciares de roca), el espesor del glaciar en la Línea de Equilibrio, las velocidades en superficie del glaciar, y las velocidades en profundidad y la base del glaciar.

El **balance calórico** de un glaciar consiste en determinar el calor aportado a la superficie del glaciar por los diferentes agentes meteorológicos, y transformar este calor en pérdida o ganancia de masa para la superficie del glaciar, considerando el calor específico del hielo en fusión (80 cal/g), en condensación (400 cal/g) o en sublimación (480 cal/g). La utilización de este método se dificulta pues su correcta aplicación requiere contar con completos sensores climáticos en varios puntos en la superficie de un glaciar.

La ejecución de un **balance hídrico** considera que un glaciar actúa como un reservorio, con ganancias y pérdidas según las temporadas. Así, el balance de masas (BM) de un glaciar puede evaluarse como el residual de los otros términos del balance hídrico de una cuenca con glaciares:

$$\text{BM} = \text{P} - \text{Q} - \text{E} \pm \text{S} \pm \text{G}$$



en que P es la precipitación, Q el escurrimiento superficial y subterráneo, E la evaporación, S la variación de los elementos de almacenamiento, como ser de las aguas subterráneas o la intercepción, y G el aporte neto (positivo o negativo) del glaciar. Si un glaciar pierde masa y la entrega a la cuenca, G será negativo, en caso contrario será positivo, y si el glaciar está en equilibrio $G = 0$. Este método requiere de una excepcionalmente buena instrumentación para medir todas las variables, lo cual suele ser de alto costo y mucho esfuerzo en regiones de alta montaña, en particular porque extrapolar datos de una sola estación a las condiciones en toda la cuenca lleva implícito importantes incertidumbres.

La recomendación de UNESCO en cuanto al balance de masas de glaciares es la de: (i) evaluar el balance de hielo con el método glaciológico, (ii) contrastar sus resultados con el balance calórico en a lo menos un punto en un glaciar, y (ii) realizar un balance hídrico.

3.1.2 Objetivos del estudio de balance de masa.

El objetivo general de estudios de balance de masa en glaciares puede tener varios propósitos; entre los más relevantes:

- ❖ La evaluación de recursos hídricos en una cuenca,
- ❖ La evaluación de peligros y riesgos asociados a la presencia de glaciares,
- ❖ La evaluación de los efectos y tendencias de cambios climáticos,
- ❖ La evaluación de la contribución de los glaciares a cambios en el nivel del mar.
- ❖ La evaluación de los procesos que controlan el crecimiento o deterioro de los glaciares, y su aplicación a otros glaciares en un área, que no han sido controlados con estudios de balance de masa.
- ❖ Entregar herramientas básicas para otros estudios glaciológicos, como criterios de selección de glaciares, procesos de generación de glaciares, efectos de intervención de glaciares, y otros.

El conocer la descarga hídrica de los glaciares, originada en sus balances de masa, es esencial para entender el balance hídrico en cuencas de montaña con glaciares, y para planificar y manejar los recursos hídricos. Los glaciares actúan como reservorios de agua, descargándola durante períodos secos (veranigos) y almacenándola en períodos de mayor disposición (invierno)., y como reguladores de los caudales en su cuenca.

La presencia de glaciares puede significar condiciones de peligro en ciertas áreas. En el pasado reciente se han producido catástrofes por deslizamiento de masas de hielo desde glaciares, como la destrucción casi total de una localidad en el valle del Río Santa en Perú con la muerte de más de 10.000 personas originada en caídas de hielo desde el Nevado Huascarán, o pérdidas materiales y humanas producidas por grandes crecidas fluviales asociadas a la descarga súbita de lagos pro-glaciales. El evaluar y predecir estos peligros requiere, entre otros, conocer la condición de avance o retroceso del frente de los glaciares, vale decir, los términos de sus balances de masa.

Los glaciares responden a los cambios climáticos, aumentando o disminuyendo de volumen y avanzando o retrocediendo en sus frentes. El conocer estos cambios ocurridos en el pasado, y lo que está sucediendo actualmente, permite evaluar los cambios climáticos ocurridos en el pasado, y las tendencias actuales.



En el mundo, existen numerosas poblaciones que habitan vastos terrenos a orillas del mar en cotas muy bajas. Para todos ellos, la actual tendencia general del nivel del mar de aumentar su cota es sumamente preocupante. El actual retroceso general de glaciares en el mundo produce aportes netos de agua al mar, y contribuye, junto con otros procesos, a su aumento de nivel. El conocer el balance de masa de los glaciares permite evaluar esta contribución.

Objetivos específicos de los estudios de balance de masa son, a modo ejemplo:

- ❖ Determinar el balance de masa de un glaciar, midiendo con la mejor precisión posible el balance de invierno, y midiendo la ablación total en verano en una red de estacas. Variaciones de la densidad de nieve a lo largo de la temporada de ablación se miden en pozos de nieve.
- ❖ Estudiar los diseños (o formas) de acumulación de nieve, en lo posible durante toda la temporada invernal. Adicionalmente, comparar la acumulación total hasta ciertas fechas con registros en estaciones meteorológicas y/o en rutas de nieve.
- ❖ Estudiar la ablación durante la temporada veraniega y correlacionar esta ablación con parámetros meteorológicos obtenidos en el mismo glaciar o deducidos de observaciones en estaciones meteorológicas distantes.
- ❖ Medir los caudales en estero que descarga la fusión del hielo glaciar, continuamente durante el verano para corroborar datos de observaciones de ablación; corrigiendo los datos de descarga por eventuales precipitaciones líquidas, o sólidas de breve duración.
- ❖ En relación con estudios de transporte de sedimentos en esteros que descargan el agua de glaciares.
- ❖ Para investigar el recongelamiento del agua de fusión en superficie, al interior del glaciar. Este proceso es muy significativo en glaciares fríos, o en glaciares ubicados en cotas muy alta de la cordillera.
- ❖ Otros.

3.1.3 Selección del glaciar tipo para estudios de balance de masa.

Como suele no ser posible estudiar todos los glaciares en una cuenca, debido a restricciones de diversos tipos (recursos humanos, materiales, presupuestarios, tiempo ocupado, etc.), comúnmente se hace necesario seleccionar un glaciar de manera tal que los resultados de los estudios puedan aplicarse a otros glaciares en la cuenca. Por ello, el seleccionar un glaciar que represente una cierta área geográfica o climática debe hacerse en base a las siguientes consideraciones:

- a) El glaciar debe tener una bien definida cuenca de alimentación y su grado de glaciación (la razón entre la superficie del glaciar y aquella de la cuenca, debe ser tan alta como sea posible, de manera que el agua que emana de la cuenca refleje las condiciones en el glaciar, más que las condiciones del terreno en la cuenca.
- b) La cuenca en que se ubica el glaciar debe poseer un relieve simple. Relieves muy abruptos favorecen la ocurrencia de avalanchas, lo cual debe considerarse al momento de establecer las formas de alimentación del glaciar.
- c) La forma del glaciar debe ser simple, puesto que zonas de alimentación de cuencas compuestas dificultan la evaluación de la alimentación del glaciar. Lo mismo ocurre si



existen formas particulares de ablación, como frentes desprendentes con caídas de hielo o producción de témpanos en lagos.

- d) El tamaño del glaciar debe ser representativo del tamaño de los otros glaciares en la cuenca que interesa, pero ser suficientemente pequeño como para ser investigado por pequeños grupos de pocas personas (2 a 5). El límite superior de un glaciar de este tipo es, probablemente, de 15 km², pero probablemente 5 km² sea más adecuado. Glaciares demasiado chicos, como glaciaretes, pueden estar dominados por efectos muy locales del viento y temperatura; por otra parte, glaciares demasiado grandes necesitan implementar logísticas que requieren de muchos medios.
- e) El rango de cota entre el frente del glaciar y la parte superior de la Zona de Acumulación debe ser amplio, en lo posible del orden de 500 m o más. A modo de ejemplo, diferencias de cota de 1.000 m significan diferencias de temperatura del orden de 6 a 7°C, dependiendo de la gradiente de temperatura en el área.
- f) La cubierta de detritos debe considerarse al seleccionar el glaciar. Para estudiar glaciares blancos, debe seleccionarse, en lo posible, glaciares sin detritos en superficie. Por otra parte, estudios de glaciares de roca deben llevarse a cabo en glaciares cubiertos en su totalidad, o casi totalmente, con detritos rocosos.
- g) Las aguas de fusión del glaciar deben drenar en un solo río, y con características tales que sea simple medir la descarga en un sitio cercano al frente del glaciar.
- h) Debe haber un acceso relativamente simple al glaciar, de manera que sea factible visitarlo varias veces en el año, incluso diariamente, y transportar al glaciar el material necesario para los estudios, lo cual habitualmente debe hacerse en las espaldas de las personas. Sin embargo, como suele ocurrir que un glaciar ideal no posee acceso fácil, este problema debe sobrepesarse con cuidado y considerando los recursos disponibles actuales y futuros.
- i) El glaciar debe presentar pocas grietas, puesto que ellas representan un peligro para las personas y los equipos que se transportan, por lo que suelen restringir el área de los estudios en el glaciar. Si un glaciar considerado ideal está muy fracturado, esta condición debe evaluarse sopesándola con el resto de las condiciones.
- j) La superficie del glaciar debe ser lo más uniforme posible. En superficies muy rugosas, u onduladas, la acumulación de nieve es irregular, lo cual dificulta las observaciones y la extensión de resultados medidos en un punto hacia áreas vecinas.
- k) El glaciar debe estar situado en un área de la cual existen mapas confiables (escala máxima del orden 1:10.000 y curvas de nivel a lo menos cada 10 m), y cuente con fotografías aéreas o imágenes satelitales de calidad o que puedan obtenerse fácilmente. El mapa debe cubrir toda la cuenca en que se encuentra el glaciar, por sobre el punto de medición del caudal de descarga.
- l) La existencia de estaciones meteorológicas, fluviométricas, o rutas de nieve, cercanas, especialmente si son de larga data, es una condición favorable para la selección del glaciar.

3.2 CONCEPTOS BÁSICOS DEL BALANCE DE MASA.

El texto de este subcapítulo ha sido extraído y traducido, fundamentalmente, del “Manual para monitoreo del balance de masa de glaciares de montaña”, publicado por UNESCO en 2003 como N° 59 de la serie Technical Documents in Hydrology.

3.2.1 Cambios de espesor en puntos singulares del glaciar.

Los cambios de espesor (h') con el tiempo, de una columna de hielo en cualquier punto en un glaciar, puede expresarse mediante la ecuación de continuidad, en unidades equivalentes de hielo, como:

$$H' = (b' / \rho) - \nabla q$$

donde b' es la tasa del balance de masa (positiva o negativa), ρ es la densidad del glaciar, y ∇q es la gradiente horizontal del flujo de hielo (ver Fig. 3.2.1).

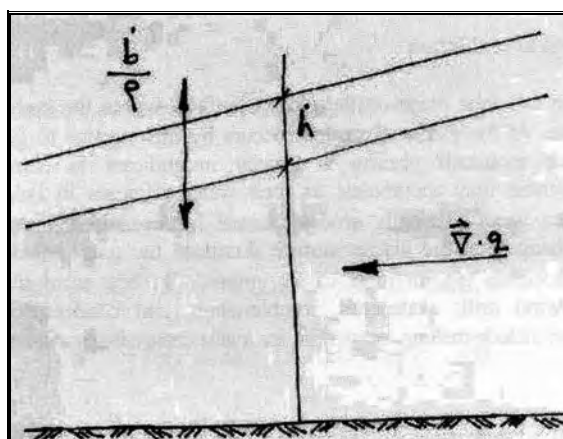


Fig. 3.2.1-A. Cambio con el tiempo de espesor de una columna de hielo, en cualquier punto en un glaciar.

Si la ecuación de arriba se integra en toda la superficie del glaciar, ∇q se hace igual a cero y el balance de hielo del glaciar es igual al cambio de espesor multiplicado por la densidad del hielo (o la densidad de estrato superior representado por el cambio de espesor). Esta densidad es aquella del hielo en la Zona de Ablación del glaciar, y es la densidad de la neviza en la Zona de Acumulación del glaciar. Este razonamiento es la base de la aplicación del método geodético de calcular el balance de hielo de un glaciar, que mide, esencialmente, cambios en la cota de la superficie del glaciar en un espacio de tiempo. Indudablemente, este método de estimar el balance de masa depende en gran medida de los valores de densidad aplicados en la distribución de la nieve, y de la precisión en las mediciones de los cambios de cota en puntos del glaciar, por lo que generalmente se aplica solamente a cambios de cota que ocurren en largos períodos de tiempo.



Por otra parte, si el cambio de cota (h) es cero, lo cual es válido para un glaciar en equilibrio, el balance de masa en ese punto puede determinarse midiendo la velocidad de flujo del hielo, a partir de la cual es posible calcular ∇q si se conoce el espesor del glaciar.

La aplicación en conjunto de modelos digitales de terreno de alta resolución, y de estimaciones de espesor de hielo con eco-sonda de radar, se han combinado con modelos de flujo de hielo para obtener la distribución espacial del balance de hielo en un glaciar. Lamentablemente, el método aún no tiene la precisión adecuada, en particular debido a la dificultad de evaluar la velocidad vertical del hielo con la exactitud necesaria.

3.2.2 Acumulación y ablación.

Por acumulación se entienden todos los procesos que incrementan la masa de un glaciar. Por ablación se entienden todos los procesos que remueven masa desde el glaciar. Variaciones anuales en la masa del glaciar son el resultado de los procesos de acumulación y de ablación, y se definen como el balance de masa del glaciar (negativo cuando la masa disminuye, positivo cuando aumenta).

La ganancia o pérdida de masa de hielo en un glaciar puede ocurrir en su superficie, al interior del cuerpo de hielo del glaciar, o en su base. En la base del glaciar la pérdida de hielo ocurre por fusión debida al calor geotérmico, y por el calor aportado por la fricción entre el hielo y el material bajo él; en general el monto de esta pérdida es relativamente bajo en comparación con las pérdidas en superficie, excepto en glaciares de roca con una potente cubierta de detritos (cercana o superior a dos metros de espesor).

Al interior del cuerpo del glaciar, se puede producir una ganancia de hielo en la medida que agua de fusión producida en la superficie del glaciar se congela al encontrar hielo frío en profundidad. También puede ocurrir que se pierda hielo, cuando el agua que escurre en superficie, con temperatura levemente superior a la del punto de fusión del hielo, penetra al interior del glaciar por molinos o grietas y erosiona térmicamente las paredes del conducto.

Los cambios de masa de hielo o nieve en la superficie del glaciar es el proceso dominante en el balance de hielo de un glaciar. Los procesos de acumulación de hielo (o nieve) incluyen la precipitación nival, el transporte eólico de nieve (denominado deriva), avalanchas, la resublimación (que adhiere moléculas de H_2O a los cristales de hielo), y condensación. La ablación incluye todos los procesos de pérdida de masa, como ser fusión, deriva de nieve, avalanchas o caídas de hielo desde el frente de un glaciar, el desprendimiento de témpanos en un lago, y la sublimación.

3.2.3 El balance neto de hielo (b) en un punto específico de la superficie de un glaciar.

La integración con el tiempo de las tasas del balance de hielo $b'(P)$ expresadas en unidades de equivalente en agua y unidad de tiempo, en cualquier punto específico $P(x,y,z)$ ubicado en la superficie de un glaciar, produce el balance de hielo neto en ese punto:

$$b(P) = \int_t b'(P) dt \quad \text{en metros de equivalente en agua.}$$
 Nótese que esto produce 1/1000 de los números que se producen cuando el balance de hielo se expresa en kg/m^2 . En la práctica el

período de tiempo es Δt entre dos visitas al terreno al punto de medición (ver Fig). La selección de intervalos de tiempo se analizará más adelante,

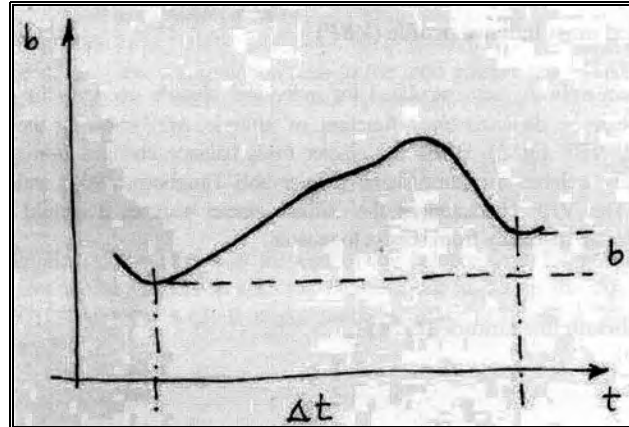


Fig. 3.2.3-A. El balance neto de hielo en un punto, medido en dos visitas al terreno con el período de tiempo Δt .

Los balances netos en puntos del glaciar se designan con los símbolos:

- ❖ b_w para el balance de la temporada de invierno,
- ❖ b_s para el balance de la temporada de verano,
- ❖ b_n es el balance neto anual.

3.2.4 El balance de hielo neto total (B) de un glaciar.

La integración espacial de $b(P)$ sobre la superficie de área dS conduce al balance de hielo total (B) del glaciar:

$B = \int_S b'(P) dt dS = \int_S b(P) dS = \rho dV$ en metros cúbicos de equivalente en agua, o en kilos, lo que equivale al cambio de volumen dV multiplicado por la densidad del glaciar. En la práctica, el área de la superficie corresponde a la proyección horizontal de todo el glaciar S_G . Debe considerarse que es probable que S_G cambie con el tiempo.

Los balances netos totales del glaciar se designan con los símbolos:

- ❖ B_w para el balance de la temporada de invierno,
- ❖ B_s para el balance de la temporada de verano,
- ❖ B_n es el balance neto anual.

3.2.5 El balance de hielo específico medio.

Para el propósito de comparar el balance de hielo entre glaciares de áreas diferentes, se calcula el balance específico medio ($\bar{b}$) como:

$$\bar{B} = B / S_G = \rho \Delta V = \rho \Delta h$$

lo cual enlaza las unidades geométricas de cambio de volumen ΔV y de cambio de altura media Δh en unidades de metros de equivalente en agua, o de kilos por metro cuadrado.

3.2.6 El perfil vertical del balance de hielo (VBP).

Si B y a continuación b se calculan para intervalos particulares de altura, el balance de hielo medio específico puede expresarse como función de la cota, $b(z)$, mostrando el perfil vertical del balance de hielo (denominado como VBP por sus términos en inglés) como el ejemplo de la Fig. 3.2.6-A.

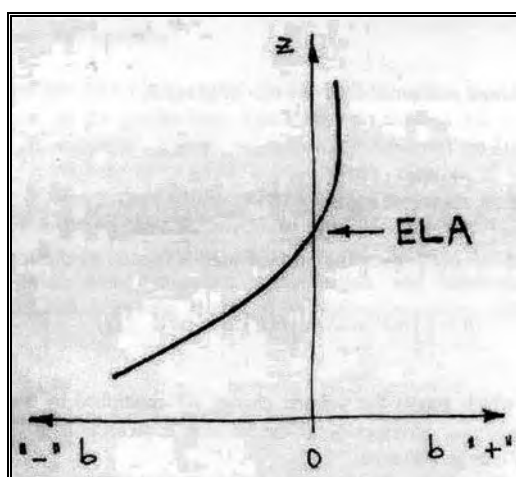


Fig. 3.2.6-A. El perfil vertical del balance de hielo (VBP), y la definición de la Cota de la Línea de Equilibrio (ELA).

En cuanto el balance de hielo de un glaciar cambia año a año, el VBP exhibe la misma forma y solo cambia la intersección con el eje z . El VBP caracteriza el régimen climático del glaciar. Desde luego, el VBP cambiará notoriamente de una estación climática a otra.

3.2.7 La cota de la línea de equilibrio (ELA).

La cota de la Línea de Equilibrio (ELA en inglés) se define como aquella cota donde el perfil vertical del balance de hielo (VBP) es cero (ver Fig. 3.2.6-A). Este es un índice de la distribución neta de la masa de hielo en el glaciar. Por ejemplo, si ELA se incrementa, entonces más área del glaciar se encuentra en la Zona de Ablación y el frente del glaciar retrocede. Si ocurre lo contrario, el glaciar avanza. La gradiente del balance de hielo con la cota (db/dz) a la cota de ELA es el índice de actividad, o el índice de glaciación. Una gradiente grande indica un gran flujo de masa de hielo y, por lo mismo una baja sensibilidad del glaciar con respecto a las variaciones de clima.

3.2.8 La proporción de área de acumulación (AAR).

La proporción del área de acumulación (AAR en inglés) es la razón entre el área de acumulación de un glaciar (S_C) con respecto al área total (S_G) de la superficie del glaciar, vale decir:



$$AAR = S_C / S_G$$

El AAR debe evaluarse en un glaciar al término del año de balance de hielo. De manera general, el AAR suele ser del orden de 0,6 a 0,7 en glaciares de montaña de latitudes medias, pero es más alta en los glaciares de zonas tropicales. Como el AAR se basa en la ubicación de la ELA, las dos variables se relacionan directamente.

3.2.9 El año de un balance de hielo, y los balances de hielo de temporadas.

Idealmente, los cambios de masa de hielo (o de nieve) en un glaciar debieran controlarse permanentemente, pero esto es difícil y costoso de cumplir con la tecnología actual. Por ello, los datos para los balances de hielo se obtienen durante visitas al terreno que se realizan durante algunos breves períodos del año.

Generalmente, el balance de hielo se determina con intervalos de años, o de temporadas. Existen dos intervalos anuales. El balance de hielo “natural” de un período anual se define como el tiempo entre un mínimo de masa glaciar y el mínimo siguiente el cual, en las latitudes medias, ocurre en otoño. Esta forma de evaluar el balance anual de hielo se conoce como el método estratigráfico, porque el método se basa en la estratigrafía de la nieve para determinar el mínimo. Las dificultades de este método consisten, por una parte, en evaluar en que momento se produce ese mínimo (solo puede asegurarse su ocurrencia un tiempo después de producido, y de allí que la interpretación del mínimo se basa en la estratigrafía de la nieve) y, por otra parte, no todas las partes de un glaciar alcanzan el mínimo simultáneamente en el tiempo (especialmente en grandes glaciares con amplias diferencias de cotas), haciendo difícil que se logre registrar el mínimo en todas las partes. También, el año “natural” puede ser en un año particular más largo, o más corto, que un año calendario, dependiendo de las variaciones del clima en las temporadas. Aún así, en períodos prolongados de años, la suma de los años “naturales” tenderán hacia la suma de los años calendarios.

El otro intervalo de tiempo es el año calendario, o sistema de año de “fecha fija”. En las latitudes medias el período de tiempo empleado en este sistema es el del año hidrológico (o de agua), aproximadamente entre el 1° de Octubre y el 30 de Septiembre. Esta forma de definir el año para el balance de hielo es útil para la aplicación práctica del balance de hielo, por ejemplo, para la estimación de la contribución de los glaciares al agua empleada en plantas hidroeléctricas, o para riego. Este método de la “fecha fija” no requiere de atención a la estratigrafía, puesto que se basa solamente en el cambio de masa entre fechas prefijadas. Sin embargo, en la realidad condiciones de clima y otros factores suelen dificultar la obtención de datos en fechas fijas, por lo cual se debe recurrir a evaluaciones estratigráficas del manto de nieve. Por todo esto, considerando las dificultades que se presentan en ambos métodos, lo normal es que se utilicen criterios de ambos métodos, “natural” y de “fecha fija”, en lo que se denomina como método “combinado”.

En latitudes medias, suele preferirse intervalos de tiempo para el balance de hielo en glaciares que represente el verano y el invierno, debido a que existe una clara dominancia de los procesos de ablación y de acumulación en cada una de las dos temporadas. Además, suele ser muy útil el correlacionar los análisis de clima con los balances de hielo en estas dos temporadas, para así



determinar de mejor manera los factores más relevantes en cuanto a originar cambios en el balance anual de hielo.

En latitudes bajas, donde las variaciones anuales de la temperatura son menores, es útil discriminar entre el balance de hielo en temporada húmeda y aquel en temporada seca. Pero, estas dos temporadas no deben evaluarse como temporadas de acumulación y de ablación, debido a que, por ejemplo, la temporada húmeda suele coincidir con el máximo de ablación y de acumulación, mientras que la temporada seca ocurre escasa acumulación y la ablación es reducida.

En todo caso, los balances de hielo realizados en fechas separadas solo pueden proporcionar un valor del balance neto de hielo, pero nunca valores totales de ablación y acumulación. Sin mediciones continuas puntuales del balance de hielo (como las realizadas durante todo el año en una estación nivo-meteorológica), un modelado de las condiciones de ablación y acumulación puede ser el camino más práctico para obtener esta información.

3.3 BALANCE DE HIELO.

3.3.1 Las redes de estacas.

3.3.1.1. Aspectos generales de distribución.

Considerando que tanto las mediciones de acumulación como las de ablación están referidas a puntos en el glaciar señalizados o marcados con estacas, es conveniente planificar correctamente la distribución de estas. Idealmente, las estacas deben estar uniformemente distribuidas en la superficie del glaciar, de manera que todas las partes del glaciar estén cubiertas por un número similar de estacas. Sin embargo, esta distribución de estacas suele no ser práctica, por lo que se sugiere que las estacas se distribuyan en algún diseño geométrico tal que facilite el trabajo diario de terreno en el glaciar investigado. No existe un diseño único recomendable de distribución de las estacas, pero en glaciares de montaña suele ser conveniente una línea de estacas por la línea de flujo al centro del glaciar, y líneas transversales dispuestas aproximadamente en ángulo recto con la línea longitudinal y espaciadas en intervalos regulares (ver ejemplo en Fig. 3.3.1.1-A).

Adicionalmente, debe considerarse que el mantener estacas que puedan encontrarse de un verano a otro en la Zona de Acumulación de los glaciares suele ser un problema mayor cuando la acumulación anual excede de varios metros de espesor de nieve o cuando parte del glaciar es barrida por avalanchas de nieve. Existe la opinión generalizada, basada en análisis estadístico de numerosos glaciares, en cuanto a que en la Zona de Ablación de glaciares de montaña son suficientes del orden de 10 a 15 estacas, independientemente del tamaño del glaciar. El número de estacas que persistan de un año a otro a colocar en la Zona de Acumulación puede ser tan amplio como sea necesario para representar diferentes formas y montos de acumulación, si los montos de acumulación no son muy grandes (por ejemplo cerca de un metro de espesor de nieve o menos) y el riesgo de perder estacas por avalanchas u otro fenómeno es bajo. Pero si los montos de acumulación son altos (varios metros de espesor, por ejemplo), pocas estacas ubicadas en lugares seguros, y que otorguen la certeza de encontrarlas (como torres o mástiles con tensores) un año después, puede ser más conveniente. Por todo esto, el número de estacas en la Zona de Acumulación dependerá, en medida importante, de los recursos humanos y materiales disponible pero, en general, un número mínimo del orden de 4 a 5

estacas en glaciares pequeños, y algo más de una decena de estacas en glaciares mayores, debiera ser suficiente en glaciares problemáticos.

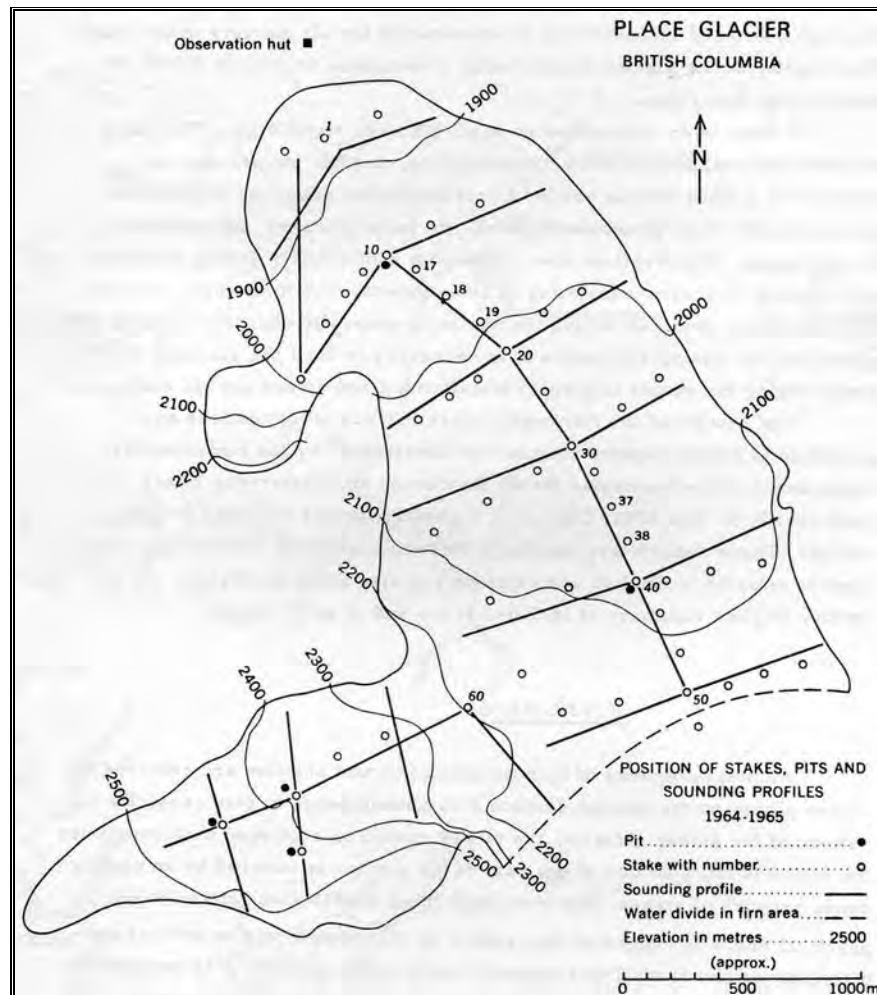


Fig. nA. Ejemplo de red de estacas para balance de hielo, ubicadas en un glaciar en Canada. Las estacas como círculos abiertos, los pozos de nieve en círculos negros. Las líneas rectas llenas son las líneas de determinación de espesor del manto de nieve de temporada mediante recorridos con varilla de sondeaje. Línea en trazos es la divisoria glaciar en la Zona de Acumulación del glaciar.

Los montos de acumulación de nieve y de ablación de nieve o hielo dependen, de manera importante, de la cota. Por ello, es conveniente que la disposición de las estacas represente de mejor manera las variaciones de cota que aquellas de las variaciones horizontales (ver Fig. 3.3.1.1-B). Sin embargo, en esto debe prestarse especial atención a la extraordinaria influencia del viento, en particular en el caso de los glaciares de montaña encajados en terrenos abruptos. En zonas de avalanchas, este es un factor muy importante, que debe considerarse en el diseño de la red de estacas; en este caso suele ser preferible pocos puntos seguros, desde los cuales extender líneas de varillaje ocasional.

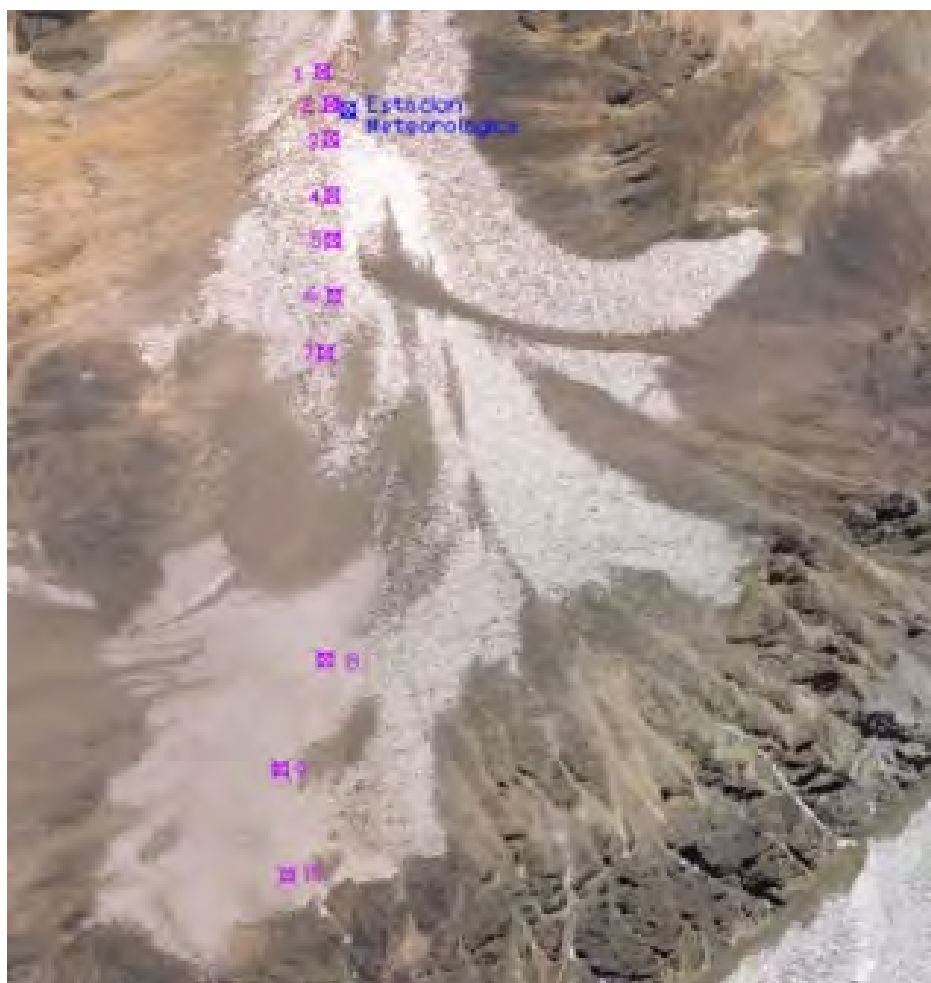


Fig. 3.3.1.1-B. Distribución de puntos para mediciones de ablación con marcos en el campo de penitentes de la Zona de Acumulación de un glaciar en la cordillera del centro de Chile. La fotografía aérea corresponde al fin del verano del año 2006.

3.3.1.2. Tipos de estacas.

La primera preocupación al seleccionar el tipo de estacas debe ser el que estas sean de un material pobre en cuanto a las propiedades de transmisión de calor, de manera que las estacas no se hundan en la nieve o hielo del glaciar por simple transmisión de calor desde la superficie hacia el extremo inferior de la estaca. Por ello, los materiales habitualmente empleados son coligues (o bamba) como en la Fig. 3.3.1.2-A, tubos de materiales sintéticos de adecuada resistencia a la flexión o golpes laterales (PVC de paredes gruesas, el PVC delgado se astilla fácilmente en bajas temperaturas), y tubos de aluminio. En los dos últimos casos diámetros del orden de $\frac{3}{4}$ de pulgada (incluso de $\frac{1}{2}$ pulgada en estacas pequeñas) son suficientes; conviene colocar un corcho al final del tubo para evitar un posible hundimiento, o un taco de material plástico. Si se esperan vientos de tormenta, puede preferirse una estaca de aluminio de mayor rigidez, tipo $1\frac{1}{4}$ pulgada de diámetro y paredes de 1,5 o 2,0 mm.



Fig. 3.3.1.2-A. Línea de estacas de tipo coligues, insertadas en una línea con alta densidad de estacas para medir acumulación. Cordillera del centro de Chile.

La segunda preocupación debe ser el que las estacas subsistan, tras un año de condiciones invernales y de ablación, aún visibles e insertadas en su punto de origen (incluso tras la amplia fusión del hielo en sus entornos en la Zona de Ablación) de manera de medir en ellas el real descenso, o incremento, del nivel de la superficie de nieve o hielo.

En la Zona de Acumulación, y dependiendo de la tasa anual de acumulación máxima de nieve, pueden armarse “torres” de tubos o coligues, amarrando varias secciones de estos materiales en paquetes y de manera tal que en el extremo superior sobresalga una sola sección, mientras que en extremo inferior pueden agruparse, por ejemplo seis secciones amarradas formando un paquete. Las torres deben estar suficientemente enterradas en la nieve para que el viento no las vuelque y, en lo posible, también contar con tres o cuatro tensores; los tensores deben estar lo suficientemente estirados para evitar que la torre colapse, pero no deben ejercer una tensión tal que hunda la estructura en la nieve. Para evitar esto último, una base de madera de adecuadas dimensiones y espesor es aconsejable. Desde luego, torres metálicas, o mástiles de aluminio, son alternativas aceptables, también con bases de madera.

En la Zona de Ablación de glaciares donde la tasa de ablación es alta y, por lo mismo, las estacas debe tener varios metros de longitud, suele ser preferible instalar sartas de estacas relativamente cortas, por ejemplo 1,5 o 2,0 m, amarradas entre sí pero que puedan colapsar en la medida que la ablación avanza, sin desperdigarse. En el caso de coligues o bamboo esto puede lograrse instalando en cada punto trenes de secciones rígidas amarradas unas con otras por uniones flexibles, pero que no se rompan y permitan la separación de las secciones. En el caso de tubos, de aluminio o material sintético, esto se logra uniendo varios tubos por dentro con un cordel anclado en ambos extremos de la sarta de tubos (ver Fig. 3.3.1.2-B). En casos especiales, ha sido aceptable colocar solo cables en lugar de estacas; en este caso se debe asegurar que el cable permanezca anclado en la base del agujero de perforación en que se insertará (por lo mismo, se emplea preferentemente en glaciares fríos).



Fig. 3.3.1.2-B. Recuperación de una sarta de tubos de aluminio de 1,8 m de longitud cada tubo, unidos (y embanderados para facilitar la ubicación) para formar una estaca de 10,8 m de longitud, colocada en la Zona de Ablación de un glaciar en Alaska.

Si es necesario alargar, o extender una estaca plantada en la Zona de Acumulación y que se encuentra cerca de ser cubierta totalmente por la nieve, mas que intentar agregarle secciones adicionales, lo que también se puede realizar (por ejemplo con coplas metálicas), es preferible plantar otra estaca al lado, unir las con cinta u otro material y marcar al menos dos niveles horizontales comunes.

En campos de penitentes, una particular forma de ablación en regiones de largas temporadas secas y abundante radiación solar, las estacas como punto de medición de la ablación no tiene sentido por lo extremadamente irregular de la superficie de nieve. Para medir la ablación en penitentes, en lugar de estaca hemos adoptado lo que denominamos “marco de nieve”. El marco (ver Fig. 3.3.1.2-C) es un larguero horizontal, de cerca de 5 m de longitud, apoyado en sus extremos en dos estacas verticales. La longitud del larguero debiera ser algo más del doble de la altura máxima de los penitentes (para reflejar adecuadamente un perfil de la superficie). El larguero se dispone de manera perpendicular a la orientación de los penitentes, la que siempre es Este-Oeste pues su formación está relacionada con la dirección de tránsito del sol, y más alto que el ápice del más alto penitente. Desde el larguero, marcado con huincha métrica, se mide cada 10 cm u otra separación conveniente (incluyendo siempre en las mediciones el ápice y el seno de los penitentes), la distancia a la superficie de nieve, trazando así un perfil de esta de la misma longitud del larguero. Tras un período de ablación se vuelve a medir el perfil, con lo cual se obtiene una sección que refleja el descenso de la superficie de nieve bajo el larguero (ver Fig. 3.3.1.2-D). El descenso unitario de la superficie de nieve penitente bajo el marco entre dos mediciones se calcula, entonces, como el área de la sección entre esas dos mediciones, dividida por la longitud del larguero.



Fig. 3.3.1.2-C. Marco de nieve en un campo de penitentes. Cordillera del centro de Chile.

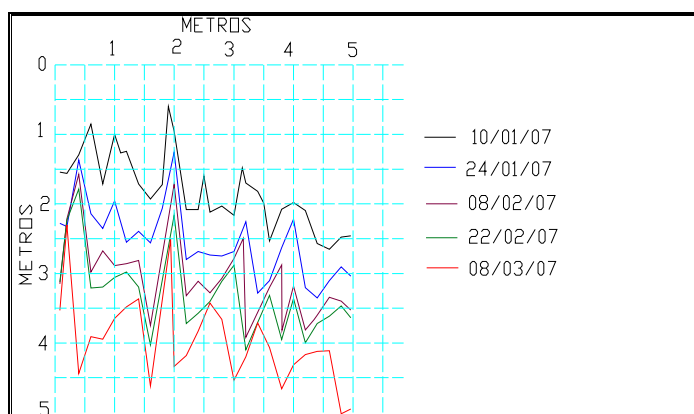


Fig. 3.3.1.2-D. Perfiles de la superficie de un campo de penitentes bajo un larguero de 5 m de un marco de nieve, obtenidos entre Enero y Marzo de 2007 en un glaciar de la cordillera del centro de Chile.

Debido a los altos valores de ablación, es común que los marcos deban ajustarse cada cierto tiempo, por lo que se entienden bajar la cota del larguero hasta cerca del ápice de los penitentes, para poder realizar las mediciones. En estos casos deben realizarse mediciones de la superficie de nieve inmediatamente antes y después de bajar el larguero.

3.3.1.3. Numeración de estacas.

Cualquier sistema de numeración de estacas que las haga fácilmente identificables no solo a quien las instala, sino también a otras personas que llegan por primera vez al glaciar es aceptable.

Un sistema por nosotros empleado y que consideramos conveniente porque sigue lineamientos generales empleados por recomendaciones de diferentes autores, pero deja amplia opción de números, especialmente necesarios en grandes glaciares, es el de numerar las estacas en la línea longitudinal,



desde la de menor cota a mayor cota como 100, 200, 300.....900, 1000, 1100, etc. Si fueran necesarias más de una línea longitudinal puede usarse A100, A200, etc., y en la otra línea longitudinal B100, B200, etc.

En la línea transversal, a ambos lados de la estaca 200, por ejemplo, deben numerarse con números impares aquellas del lado izquierdo (mirando hacia aguas abajo del glaciar) con los números 201, 203, 205,209, 211, 213, etc. Aquellas del lado derecho deben numerarse con números pares, vale decir, 202, 204, 206....208, 210, 212, etc. Los números en la línea transversal se incrementa desde la línea longitudinal hacia las márgenes del glaciar.

Las estacas en una línea transversal ubicada en una segunda longitudinal pueden numerarse, por ejemplo B202, C507, etc.

La numeración de estacas de reemplazo por otra perdida o deteriorada, puede hacerse asignando una letra al número. Por ejemplo 206 la estaca inicial, y 206b la estaca de reemplazo, incluso 206c y así sucesivamente. Si posteriormente se encuentra la estaca original, a ella se debe dar el número 206a, y continuar la medición de ambas estacas durante un plazo adecuado de tiempo como para permitir extrapolar estadísticamente los datos de una a otra, tras lo cual una de las dos estacas puede abandonarse.

A menudo es necesario marcar un punto en el glaciar de manera que sea fácilmente visible cuando el terreno es, por ejemplo ondulado y la estaca de poca altura. En este caso conviene plantar una banderola cercana, no en la misma estaca, lo que podría alterar las lecturas, y marcar esta estaca embanderada con la misma numeración de la estaca cercana empleada en las mediciones, pero con un código x adicional; por ejemplo 206x, o 206bx, etc.

Las estacas deben numerarse, en lo posible, en la misma estaca. Números colocados en banderola amarradas a las estacas suelen volarse o romperse; el viento generalmente también termina rompiendo amarres considerados más sólidos, como con alambre o cables de acero que sujetan carteles rígidos. Además, banderolas o carteles causan el continuo bamboleo de las estacas, lo que las inclina o deteriora de diversas formas durante un tiempo prolongado de exposición.

3.3.1.4. Inserción de estacas.

El cuidado básico al colocar estacas en el glaciar es que estas deben insertarse verticalmente; de no ser así se alterarán las observaciones de acumulación de nieve o de ablación de nieve o hielo.

Al colocar estacas en la Zona de Acumulación, o donde se medirá nieve, debe prestarse especial cuidado en no alterar innecesariamente la superficie de nieve en el entorno de la estaca. Para esto, es conveniente que la colocación la haga solo una persona, dejando no más que el par de sus huellas cercanas a la estaca. También debe cuidarse de no ensuciar la superficie de nieve con material detrítico que pueda estar adherido a los zapatos, o que pueda llegar por otros medios. En superficies de hielo estos cuidados no son necesarios, excepto el no introducir suciedad en la superficie.

En general, hay dos maneras diferentes de insertar estacas:

- a) En la Zona de Acumulación, suele ser suficiente el empujar, o hincar, la estaca manualmente en la nieve o neviza (ver Fig. 3.3.1.4-A). Se ha probado que estas estacas suelen hundirse algo en la nieve, de manera que es conveniente colocar un taco, o soporte, en el extremo inferior de la estaca. Estacas en la Zona de Acumulación, pero cerca de la Línea de Neviza, o de la Línea de Equilibrio, pueden encontrar nieve densa, o cercana a la densidad del hielo, de manera que pudiera necesitarse producir una perforación por la estaca. En algunos casos, y para asegurar que no exista hundimiento de la estaca, se han excavado pozos donde se han colocado platos en la base de las estacas, para finalmente volver a llenar el pozo (un procedimiento largo en cada estaca).
- b) En la Zona de Ablación, donde la superficie de la temporada de verano es hielo, es necesario producir una perforación en el hielo donde introducir la estaca, ya sea con taladro manual (ver Fig. 3.3.1.4-B), operado con motor, o una sonda manual en base a agua u otro fluido caliente (ver 3.3.1.4-C). Si se prevé que estacas metálicas puedan hundirse por transmisión de calor, suele ser suficiente colocar en (probablemente empujando hacia) la base del agujero un simple taco de madera del diámetro de la perforación.



Fig. 3.3.1.4-A. Insertando manualmente estacas de coligue en la Zona de Acumulación de un glaciar del Campo de Hielo Patagónico Sur.



Fig. 3.3.1.4-B. Perforando nieve densa, de avalanchas, con taladro saca-testigo, en un campo de penitentes. Cordillera de los Andes del centro de Chile



Fig. 3.3.1.4-C. Operando una sonda de agua caliente en el hielo de un glaciar en Alaska. El operador parado bombea agua desde un recipiente calentado con anafe de parafina. El operador sentado empuja en la perforación (que ya lleva algunos metros de profundidad) el tubo flexible que contiene las mangueras de agua caliente y fría (de retorno) conectadas a un cabezal de bronce en el fondo de la perforación.



Si las estacas se controlarán verano e invierno, deben sobresalir al máximo espesor del manto de nieve invernal, más la eventual ablación desde el momento de la colocación de la estaca hasta el comienzo de las acumulaciones invernales de nieve. Si se colocan para ser observadas durante el verano, deben subsistir a la máxima ablación esperada y, eventualmente, a las acumulaciones de nieve que pudieran producirse durante la temporada de verano.

Si se emplean estacas de madera, debe cuidarse que al momento de leerlas no se encuentren flotando en agua dentro del agujero de la perforación.

Para colocar estacas en hielo, o en nieve densa como la es aquella de algunos depósitos de avalancha, es necesario contar con un taladro para hielo, o un barreno manual o motorizado, o bien un taladro de agua caliente. En cualquier caso el diámetro de la perforación debe ser levemente mayor que el diámetro de la estaca que se insertará. Aparatos y procedimientos se encuentran en el Manual de Nieve y Nivometría.

Con equipos de perforación como los arriba mencionados es relativamente simple alcanzar los 6 a 8 m de profundidad. Con diversos grados de dificultad se alcanzan unos 12 m de perforación. Para profundidades mayores debe contarse con equipos especiales de perforación, lo cual implica habitualmente problemas de logística (transporte, tamaño de cargas, peso de los componentes, fluidos de perforación, etc.).

En glaciares de roca, para colocar estacas con que medir la ablación del hielo bajo el detrito, se debe primero excavar un pozo en el detrito (ver Fig. 3.3.1.4-D) y, al llegar al hielo, emplear algunos de los equipos para perforar hielo. La estaca a colocar debe sobresalir al espesor del detrito, y estar lo suficientemente profundizada en el hielo como para registrar la ablación anual (normalmente de pocas decenas de centímetros de espesor de hielo en un año). El hielo mismo suele contener detritos rocosos, por lo cual la perforación en el hielo suele ser dificultosa, obligando a cambiar de sitio el taladro. Al concluir la inserción de la estaca se vuelve a restituir la superficie de detrito llenando el pozo con el material que de él se extrajo, cuidando de restituir, hasta donde sea posible, la densidad del detrito. Siendo la superficie del detrito naturalmente irregular, es conveniente marcar el lugar de lectura en la estaca.

3.3.2 Mediciones de acumulación.

3.3.2.1. Las mediciones.

El espesor total de nieve que se acumula en toda la superficie del glaciar debe ser medida al término de la temporada de acumulación, cuando la nieve comienza a desaparecer debido a la radiación solar aún cuando las temperaturas del aire permanecen bajo cero. Sin embargo, el definir con exactitud el término de la temporada de acumulación implica pre-establecer cual es la última tormenta de invierno que incrementa al máximo el espesor del manto de nieve, y esto solo puede establecerse tiempo después cuando ya existe certeza al respecto. Incluso, siempre es posible que ocurra una acumulación adicional posterior al máximo, pero que no llega a sobrepasar el máximo anual.



Fig. 3.3.1.4-D. Pozo excavado en el detrito de un glaciar de roca, hasta alcanzar el hielo en la base del detrito.

Por todo ello, lo único práctico es definir la fecha del año en la cual el máximo de acumulación suele ocurrir según experiencias de años anteriores, medir la acumulación de nieve en esa oportunidad, y hacerlo en tantos glaciares como se desee en el menor plazo de tiempo. Tras esta medición, los valores de acumulación deben ajustarse (ya sea positiva o negativamente) para el año particular de la medición, con observaciones diarias de nieve que puedan existir en una estación nivo-meteorológica vecina y que permitan establecer la real fecha del máximo de la acumulación de nieve.

Para estudiar la tasa de acumulación de nieve durante el invierno es necesario visitar el glaciar en diversas ocasiones y realizar en cada oportunidad todas las mediciones de acumulación. Una alternativa es efectuar pocas visitas y ajustar la información entre los períodos de las visitas extrapolando información desde una estación nivo-meteorológica que, según observaciones completas en el glaciar de años anteriores, se haya calibrado para representar al glaciar. Problemas comunes con las observaciones en invierno son aquellos de determinar profundidades en zonas de alta acumulación. Una alternativa en este caso es la de dividir las observaciones de profundidad en tramos que puedan ser distinguibles, por ejemplo, tras la formación de una tenue costra de hielo en breves períodos de cielo despejado. En este sentido, es también conveniente considerar la colocación de estacas que puedan extenderse durante algunas visitas en el invierno.



Pozos de nieve en un manto profundo (por ejemplo cercano a 10 m) requieren de más de un día de trabajo. En estos caso suele ser preferible, por ejemplo emplear solo taladro, o excavar un pozo de 3 o 4 m y luego continuar con taladro.

Como la acumulación de nieve es necesario representarla en alguna medida de masa, y como lo común es hacerlo como equivalente de agua, es necesario aplicar un valor de densidad de nieve a los espesores de acumulación medidos en el glaciar. Sin embargo como la densidad del manto de nieve suele ser relativamente uniforme, mientras que la profundidad es muy variable (por efectos del relieve, acumulación eólica, exposición a los agentes climáticos, etc.), es necesario hacer un mucho más grande número de observaciones de espesor que de densidad. Las formas de medir ambos parámetros se describe en el Manual de Nieve y Nivometría pero, en general, el espesor se determina con precisión en pocos puntos (con pozos en la nieve) y se rellena la información entre pozos con numerosas observaciones de espesor realizados con una sonda (o varilla de sondaje) realizados a lo largo de perfiles de sondajes, que son trayectorias entre pozos. Se inicia cada perfil con un sondeo vecino al pozo donde se conoce el espesor de la nieve del año, lo cual permite al operador calibrar su evaluación del espesor del manto según la mayor o menor dificultad para insertar en la nieve la varilla de sondaje, y se continúa hasta el próximo pozo u otro punto preestablecido.

Los resultados de las determinaciones de equivalente en agua en numerosos puntos del glaciar se traspasan a un plano, donde se dibujan las curvas de iso-acumulación. A partir de este plano de acumulación se determina la acumulación total en el glaciar, expresada habitualmente como metros cúbicos de equivalente en agua.

En general, los valores de densidad de la nieve en la temporada de verano suelen ser relativamente homogéneos en las muestras de cada pozo, con un leve incremento de la densidad con la profundidad. Un ejemplo de las densidades observadas en la neviza de un glaciar en la cordillera del centro de Chile se muestran en la Fig. 3.3.2.1-A, donde la variación de las densidades con el tiempo sigue una curva de tipo logístico, de modelo:

$$y=a/(1+b*\exp(-cx))$$

donde los coeficientes son:

$$\begin{aligned} a &= 0.85553891 \\ b &= 0.47408936 \\ c &= 0.011748535 \end{aligned}$$

En este caso particular, el error estándar del modelo es de 0,0017784 y el coeficiente de correlación es 0.9996953. El ajuste de la curva se logró tras nueve iteraciones, hasta una tolerancia de 1e-006.

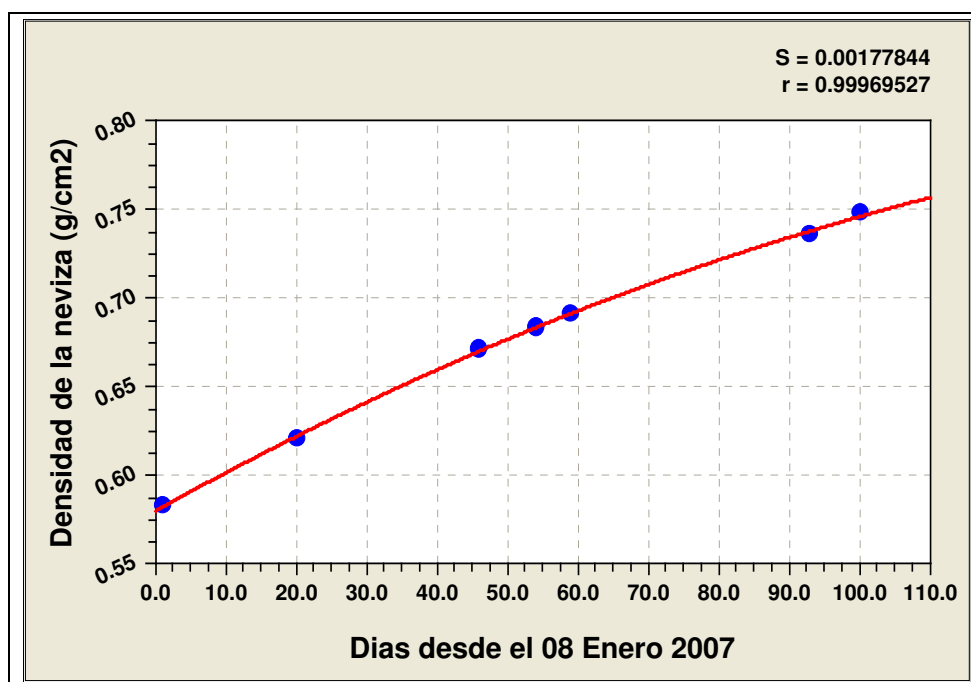


Fig. 3.3.2.1-A. Densidades de la neviza en un punto de un glaciar de la cordillera del centro de Chile.

La curva del ejemplo de la Fig. 3.3.2.1-A muestra como la densificación de la muestra de desacelera con el tiempo. Las altas densidades iniciales de la neviza de este ejemplo, medidas en el mes de Febrero, son valores algo anormales en cuanto altos, para neviza de precipitación directa o de transporte eólico. Se estima que las altas densidades ocurren porque la neviza proviene, principalmente, de nieve de avalanchas, cuyos depósitos tienen altas densidades iniciales, característicos de las acumulaciones de nieve por avalanchas. Esto es concordante con el hallazgo de clastos rocosos de hasta más de 10 cm de diámetro, embebidos en esta neviza, y que solo pueden ser transportados por avalanchas.

3.3.2.2. Sondeos de profundidad de nieve.

La profundidad de nieve puede ser muy variable, ya que la depositación se ve fuertemente afectada por el relieve y el viento entre otros. El viento dominante sobre un glaciar probablemente produzca variaciones de profundidad en la superficie del glaciar que son similares de un año a otro, si no en montos al menos en las proporciones. Sin embargo, pueden producirse grandes variaciones de un año a otro, de manera que para definir una variación normal tal que permita reducir el número de puntos medidos en un glaciar es necesario mantener un número grande de observaciones al menos dos o tres años. En glaciares de montaña una densidad mínima deseable de puntos es del orden de 100 por km², mientras que un número menor de puntos puede ser suficiente en glaciares de grandes campos de hielo.

Idealmente, los puntos de medición debieran estar uniformemente repartidos en toda la superficie del glaciar, pero como esto suele no ser práctico, se recomienda realizar sondeos a lo largo de perfiles.



Los perfiles de sondeo, vale decir las líneas rectas a lo largo de las cuales se sondea a intervalos iguales (normalmente de 50 m), deben establecerse de manera que cubran todo el glaciar. Si las condiciones de nieve se conocen de experiencias previas, es posible reducir la densidad de puntos donde los montos de acumulación son uniformes, e incrementar el número de puntos donde se producen variaciones locales. Distribuciones uniformes de la profundidad de nieve suelen ocurrir en las lenguas terminales y en los sectores medios de los glaciares, mientras que fuertes variaciones suelen ocurrir en la parte alta de la Zona de Acumulación, donde también se suelen encontrar las mayores profundidades.

Es recomendable que los resultados de profundidades de nieve observados en los sondeos se transfieran a un plano tan pronto sea posible, ojalá el mismo día de la ejecución, de manera que si se observan anomalías significativas de las profundidades puedan agregarse nuevos perfiles inmediatamente. La profundidad de nieve debe estimarse con precisión de centímetro.

Es conveniente que los sondeos de nieve se inicien en la lengua del glaciar, porque allí existirá la superficie de hielo del verano anterior, fácilmente identificable con la sonda por la dureza del hielo, y porque el manto de nieve normalmente tendrá menor profundidad que en las zonas de mayor cota del glaciar lo que permitirá al personal que ejecuta el sondeo habituarse a sentir la profundidad correcta al pasar a la Zona de Acumulación del glaciar.

En la medida que el sondeo se extiende desde las zonas bajas del glaciar hacia las altas, se hace más difícil determinar con precisión la profundidad del límite inferior del manto de nieve de la temporada invernal. Cuando los veranos son largos y cálidos se desarrolla en la superficie de la nieve una costra de nieve rígida (por procesos de fusión-congelamiento en la superficie), relativamente fácil de detectar con la sonda. Sin embargo, tras veranos fríos o con precipitación nival durante la temporada de ablación la costra rígida no es tal, o lo es muy pobremente, o existen varias de estas costras, con lo cual se dificulta el determinar cual es realmente la profundidad de la superficie del verano anterior. Si esto se produce comúnmente en el glaciar, se deberá marcar la superficie del verano, al término de este, por ejemplo con colorante (u otros medios) en puntos singulares del glaciar.

Como las mayores variaciones de la profundidad de nieve suele ocurrir en la parte alta de un glaciar, es conveniente realizar en ella el mayor número de sondajes, mas que en las cotas bajas donde la profundidad puede ser uniforme y se establece adecuadamente con pocos puntos de sondeo.

La información de profundidades del manto de nieve debe convertirse a datos de equivalente en agua, utilizando las observaciones de pozos de nieve, u de otro tipo de mediciones (por ejemplo, observaciones con barrenos saca-testigo, tubos de muestreo Monte Rosa, equipos electrónicos o radioactivos de determinación de densidad, “colchones de nieve”, u otros). Estos procedimientos se describen en el Manual de Nieve y Nivometría.

3.3.2.3. Acumulaciones adicionales que ocurren después de la estación de acumulación.

La nieve que precipita después que las mediciones de la estación de acumulación han concluido, deben agregarse antes de calcular la acumulación total. Esta corrección por acumulaciones adicionales puede hacerse utilizando observaciones de precipitación de una estación nivometeorológica vecina, o mediante mediciones directas en la superficie del glaciar. En el primer caso el



monto de precipitación nival que se produce entre la medición de acumulación al término de la temporada de acumulación y las acumulaciones adicionales puede calcularse empleando un coeficiente de correlación y las temperaturas predominantes en el glaciar en este período. En el segundo caso, las mediciones directas en el glaciar proporcionan información adecuada de la acumulación adicional; para mejorar esta información puede marcarse la superficie de nieve (tras la medición de la acumulación al término de la temporada de acumulación) en torno a algunas estacas ya sea empleando colorante, aserrín de madera o incluso una malla tipo gallinero.

Durante breves períodos en primavera es posible que se produzca una precipitación líquida sobre un manto de nieve a temperatura bajo 0°C. El agua de lluvia se congelará en el manto incrementando la acumulación total. Este tipo de acumulación adicional suele ser poco relevante en glaciares templados, y la mejor manera de establecerla es en pozos de nieve excavados al comienzo de la temporada de ablación, y midiendo en ellos el equivalente en agua.

El método de establecer la acumulación adicional empleando información de precipitación en una estación nivo-meteorológica vecina, es complicado. Es necesario establecer si la precipitación ocurrió en el glaciar como nieve o como agua en cada ocasión, y luego decidir si la precipitación se congeló en el manto de nieve. Si no se congela se presume que el agua de lluvia se drenó completamente del glaciar y no aumentó el monto de la acumulación. Pero incluso en casos en que se presume que la temperatura del aire sobre el glaciar está por encima de 0°C (en uno o dos grados), la precipitación puede caer como nieve con contenido de agua, o como nieve franca en partes altas del glaciar. Esto hace que el cálculo de acumulación adicional con el método de información meteorológica sea necesariamente ambiguo en ciertas condiciones, por lo cual, y siempre que sea posible, debe preferirse el método de medición directa.

3.3.2.4. Registro de datos y formatos.

3.3.2.4.1 Formato para pozo de nieve.

Es importante mantener una ordenación de los registros de las observaciones de nieve. Un formato sugerido para las observaciones (solo aquellas relevantes para mediciones de acumulación) se muestra en la Tabla 3.3.2.4.1-A. El procedimiento de muestreo en un pozo de nieve se detalla en el Manual de Nieve y Nivometría.

El espacio en blanco bajo Ubicación puede emplearse para precisar la ubicación del pozo.

El Largo de la muestra es aquel medido desde la superficie de nieve original, o desde la superficie de la muestra anterior (normalmente marcada con una placa), hasta la base de la muestra. Esta longitud se mide en una huincha en la pared del pozo, no al interior del muestreador, puesto que es habitual que la nieve se compacte algo en el muestreador al insertarlo.



Tabla 3.3.2.4.1-A. Ejemplo de formato para el registro de mediciones de longitud y peso de muestras de nieve, y registros de equivalente en agua, en un pozo de nieve

MEDICIONES EN POZO DE NIEVE						
Glaciar:			Fecha:			
Año:			Cota:			
Ubicación:			Tipo de muestreador:			
			Área de la sección del muestreador (cm²):			
Muestra N°	Largo (cm)	Peso (gramos)	Equiv. Agua (gramos/cm²)	Equiv. Agua Acumulado (gramos/cm²)	Densidad (g/cm³)	Observaciones
Densidad media (g/cm³)				Nombre del observador:		

El Peso es aquel de la muestra de nieve, sin incluir el peso de aparato muestreador o el de una bolsa de nieve utilizada para determinar el peso de la muestra. Si se pesa junto la muestra y el cilindro muestreador, este debe limpiarse de la nieve adherida por fuera. Al emplear una bolsa, esta debe estar limpia de nieve.

Si el muestreador es cilíndrico, el Equivalente en Agua es el peso de la muestra dividido por el área de la sección del muestreador (calculada empleando el diámetro interno del muestreador). El Equivalente en Agua Acumulado es la suma del EA de la muestra, más aquellos de las muestras anteriores.

La Densidad de la muestra es el Peso dividido por el volumen, siendo el volumen el Largo de la muestra por el Área de la sección del cilindro muestreador.

3.3.2.4.2 Formato para taladro saca-testigo.

Si para obtener muestras de nieve se emplea un taladro (o barreno) saca-testigo, se recomienda registrar las observaciones con el formato que se señala en la Tabla 3.3.2.4.2-A. Este formato es algo más complicado que el que se emplea en el registro de pozos de nieve, pero sigue la misma línea general.

El espacio en blanco bajo Ubicación puede emplearse para precisar la ubicación del punto.

La Profundidad es aquella medida desde la superficie de nieve original, hasta la base del taladro. Esta longitud se mide en las barras del taladro.



Tabla 3.3.2.4.2-A. Ejemplo de formato para el registro de mediciones de longitud y peso de muestras de nieve, y registros de equivalente en agua, con taladro o barreno.

MEDICIONES CON TALADRO SACA-TESTIGO									
Glaciar:						Fecha:			
Año:						Cota:			
Ubicación:						Tipo taladro:			
						Área sección taladro (cm2):			
Profundidad	Penetración calculada	Largo	Peso	Volumen	Densidad	Largo representa	Equiv. Agua	Equiv. Agua Acumula	Observaciones
Cm	cm	cm	gramos	Cm3	g/cm3	cm	g/cm2	g/cm2	
Densidad media (g/cm3):						Nombre del observador:			

La Penetración Calculada es la distancia, entre dos muestras consecutivas del taladro, y se calcula como la diferencia de profundidad entre cada muestra.

El Largo es la longitud real de cada muestra, medida una vez se extrae del taladro. Normalmente, este largo será inferior que la distancia entre profundidades de muestras. También puede ocurrir que las muestras se deban cortar en sus extremos para que mantengan una forma realmente cilíndrica; en este caso el largo es aquel de la muestra una vez recortada.

El Peso es el peso neto de la muestra de nieve.

El Volumen de la muestra es aquel del largo multiplicado por el Área (según diámetro interno del taladro saca-testigo).

La Densidad de la muestra es el Peso dividido por el Volumen.

El Largo Representativo de la muestra es un juicio emitido en terreno y, naturalmente subjetivo, cuando la muestra no representa todo la profundidad taladrada. Por ello debe ponerse especial énfasis en describir esto de manera tan precisa como sea posible. Parte de la muestra se puede haber perdido en la manipulación del taladro, o recortado para darle forma cilíndrica. La parte perdida puede tener igual densidad que la de la muestra, o ser mayor o menor; esto debe juzgarse en terreno, conociendo también los valores obtenidos en la muestra anterior o posterior y sopesando si la parte perdida pueda corresponder a una de las dos. Puede ayudar en la toma de decisión la percepción de quien ejecuta el barrenaje, en cuanto a que si fue más fácil o difícil de taladrar.



El Equivalente en Agua es el peso estimado de la muestra presente en el Largo Representativo (un valor ajustado), dividido por el área de la sección del muestreador (calculada empleando el diámetro interno del muestreador). El Equivalente en Agua Acumulado es la suma del EA de la muestra, más aquellos de las muestras anteriores.

3.3.3 Mediciones de ablación.

3.3.3.1. La ablación.

La ablación en un glaciar comprende a todos los materiales que han sido removidos del glaciar por procesos como la fusión, los desprendimientos en frentes colgantes o en frentes en lagos o mares, la erosión eólica de nieve o de cristales de hielo, la evaporación y la sublimación. En los glaciares de montaña la fusión suele ser el proceso principal de ablación, excepto en particulares glaciares pequeños y ubicados en cotas altas (para su latitud) donde los desprendimientos pueden ser el proceso más significativo. La acción del viento suele ser poco significativa, y las masas removidas por evaporación o sublimación suelen ser bastante menores que aquellas removidas por la fusión.

El total de masa perdida por un glaciar durante la temporada de verano se denomina ablación total, e incluye la pérdida en la superficie y en la base del glaciar. Las pérdidas en la base suelen ser bastante menores que aquellas en superficie, aunque son importantes en glaciares con poco intercambio de masa anual, como en los glaciares de roca.

La mejor forma de medir la ablación es observando el descenso de la superficie del glaciar (ya sea nieve o hielo) en numerosos puntos en el glaciar. También se puede determinar el descenso de la superficie de un glaciar por métodos geodésicos, aerofotogramétricos, o satelitales.

Información sobre la ablación puede obtenerse, también, de la posición de la línea de nieve (el margen de menor cota del manto de nieve) de la temporada al término de la temporada de ablación. Sin embargo, esta línea de nieve se ubicará a mayor cota en años con menor precipitación (siendo los otros parámetros meteorológicos iguales), lo que hace difícil utilizar este criterio para realizar cálculos de ablación.

Series de fotografías obtenidas desde un mismo punto terrestre, o aéreas, o imágenes satelitales, a lo largo de la temporada de ablación, y que muestren la posición de la línea de nieve transiente, son útiles para construir planos de ablación. Idealmente, estas fotografías debieran obtenerse en intervalos de tiempo de 7 a 10 días.

3.3.3.2. Las mediciones.

El descenso de la superficie de un glaciar puede medirse directamente comparando la longitud visible de una estaca en un cierto período de tiempo. A modo de ejemplo, si una estaca insertada en el hielo muestra solo 20 cm visibles, pero un mes después muestra 120 cm, significa que en el período de un mes la superficie del glaciar en ese punto se ha reducido 100 cm. Si la estaca se encontraba en hielo, significa que se ha perdido aproximadamente 90 cm de equivalente en agua.



Para poder realizar comparaciones válidas, todas las lecturas de estacas deben realizarse de la misma manera. Algunas recomendaciones al respecto siguen:

a) Estacas perforadas en hielo.

Se mide desde el extremo superior de la estaca hasta la superficie de hielo, y se registra en centímetros y milímetros. La superficie del hielo en torno a la estaca suele ser irregular, en cuyo caso se recomienda colocar algún elemento disponible, como piolet, o bastón, o plancha, acostado en el hielo junto a la estaca y orientado en la dirección del flujo del glaciar, y medir desde el extremo de la estaca a la parte inferior de este elemento horizontal. Es importante observar si se trata de lo denso o si, en cambio presenta abundantes burbujas de aire o agua. Esto debe considerarse al utilizar algún valor para la densidad del hielo, la cual debiera reducirse algo de en el caso de ser un hielo muy poroso.

b) Estacas perforadas en hielo aún cubierto por nieve.

Se mide desde el extremo superior de la estaca hasta la superficie de nieve, y se registra en centímetros y milímetros. La profundidad de la nieve se mide con una varilla de sondaje, a lo menos en tres puntos cercanos a la estaca (dentro de un radio de uno o dos metros) y el resultado de estas mediciones se promedia, como dato de espesor de nieve sobre el hielo.

Al inicio de la temporada de ablación es posible que se forme una costra de hielo sobre la superficie de hielo del glaciar, por recongelamiento del agua de fusión al infiltrarse y alcanzar hielo aún con temperaturas negativas. De existir, esto se puede reflejar en las mediciones de nieve y hielo, y es aconsejable investigarlo excavando un pozo en la nieve hasta el hielo. Desde luego, esta condición debe anotarse e influirá en los cálculos de equivalente en agua.

c) Estacas insertadas en el área de neviza (en la Zona de Acumulación).

Siempre existe la posibilidad que las estacas plantadas en nieve o neviza se hundan por su propio peso, de manera que conveniente colocarles un taco (corcho, plástico, u otro material) en su extremo inferior. Verificando que la estaca no se ha hundido debe registrarse el largo entre el extremo superior de la estaca y la superficie de nieve, y la profundidad de nieve desde la superficie actual hasta la superficie del verano anterior. Esta profundidad se establece con varillas (cuidando que la presencia de eventuales costras de hielo no confundan la profundidad de la superficie del verano anterior). Para evitar errores, es conveniente en algunos puntos (o estacas) realizar observaciones en pozos de nieve.

Como la sola información de profundidad de nieve no permite calcular el equivalente en agua del manto de nieve, es necesario determinar la densidad de la nieve, ya sea en pozos de nieve, con muestreadores tipo Monte Rosa, o extrayendo muestras con taladros saca-testigo. La densidad del manto de nieve varía con el tiempo, y también en la superficie del glaciar entre puntos. Por ello, es necesario medir la densidad del manto de nieve en cada ocasión de mediciones de estacas, y en varios puntos del glaciar en cada ocasión.

d) Cadenas de estacas, o cables, insertados en sondajes.

Cadenas de estacas o cables se emplean en zonas de altos valores de ablación, normalmente en superficies de hielo. La lectura y medición del monto de descenso de la superficie es igual a como se realiza en una estaca. Para facilitar el hallazgo de las cadenas de estacas colapsables, o de cables, porque pueden estar enterradas bajo un manto de nieve, puede ser conveniente

amarrar el extremo superior de estas a un trípode de madera adecuadamente señalizado con banderolas.

e) Marcos en penitentes.

El empleo de marcos de nieve en campos de penitentes ha sido descrito en 3.3.1.2.

f) Registros con ablatógrafo.

Para registrar el descenso de la superficie de hielo es posible emplear el llamado ablatógrafo, que no es más que un limnígrafo instalado sobre estacas en la superficie de hielo (ver Fig. 3.3.3.2-A), o sobre postes hincados en el hielo bajo la superficie de detritos que cubre a los glaciares de roca (ver Fig. 3.3.3.2-B).



Fig. 3.3.3.2-A. Ablatógrafo (o limnígrafo) instalado en la superficie de hielo de un glaciar en Alaska. El flotador del limnígrafo se reemplazó por tres esferas de “plumavit” adheridas en un marco triangular de aluminio, para promediar las irregularidades de la superficie y para minimizar la transmisión de calor desde el marco metálico. El instrumento se ha colocado en una caseta, a su vez soportada por cuatro estacas perforadas en el hielo.



Fig. 3.3.3.2-B. Ablatógrafo sobre una tabla posada en la superficie de detrito de un glaciar de roca registra su propio descenso. El poste, del cual cuelga una roldana por la que pasa el cable del registrador, está insertado aproximadamente un metro en el hielo bajo el detrito.

3.3.3.3. El registro y diagrama de estacas.

Es conveniente ordenar el registro de mediciones de las estacas en formularios como se muestra en la Tabla 3.3.3.3-A. La columna Sondeos se refiere al valor medio de neviza sobre el hielo, sondeada con varilla (Ver detalles más arriba). Un registro similar puede hacerse para cada estaca, colocando la Fecha en lugar de Estaca N°, y viceversa.

Tabla 3.3.3.3-A. Ejemplo de formato de registros de mediciones de ablación en estacas.

[illegible]

Es conveniente, en especial para evitar errores, confeccionar un diagrama de estacas, como el que se muestra en la Fig. 3.3.3.3-A. Este diagrama es útil para analizar los cambios de tasas de ablación con la cota, o con respecto a características particulares del terreno. También es útil para detectar errores en los registros; por ejemplo, parece evidente que en las mediciones del 21 de Julio se confundieron los registros de las estacas números 27 y 30, o que existe algún error en el registro de la estaca 25 el 17 de Julio. Normalmente, durante la temporada de ablación la cota de la superficie del glaciar entorno a las estacas se reduce, pero ocasionales nevadas pueden modificar esta tendencia, como es el caso de las mediciones del 30 de Junio en el ejemplo citado. Para poder corregir errores en la transcripción de datos, o cometidos en las mediciones, es conveniente que el diagrama de estacas sea confeccionado por el personal en terreno tan pronto se ejecuten las mediciones.

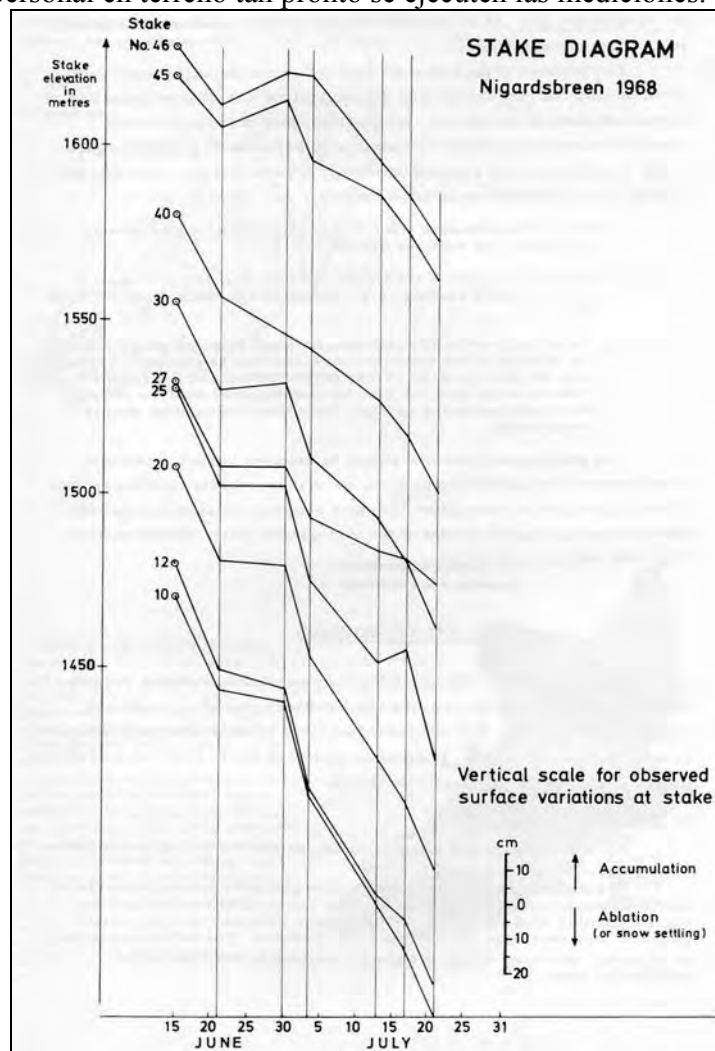


Fig. 3.3.3.3-A. Ejemplo de formato de registros de estacas en el glaciar Nigardsbreen en Noruega. En el eje de abscisas la cota del terreno, en el de ordenadas la fecha de las mediciones. A la derecha abajo, la escala para las observaciones de las variaciones de la superficie.

3.3.3.4. Los pozos en la nieve.

El registro, y estudio, de pozos de nieve se detalla en el Manual de Nieve y Nivometría.



En zonas en que ocurren grandes acumulaciones anuales de nieve, o en que ocurren nevazones durante todo el año, se hace difícil distinguir el horizonte que marca la superficie del verano anterior. Para facilitar esta identificación, pueden marcarse superficies cercanas a estacas, empleando por ejemplo aserrín (que afecta poco las características de la superficie de la nieve, o algún colorante persistente en la nieve, o colocando alguna malla poco densa (como malla de gallinero) en un lugar vecino a alguna estaca, anotando debidamente el rumbo y distancia con respecto a la estaca, de manera que al excavar el pozo realmente se encuentre esta marcación.

3.3.3.5. Observaciones de la línea transiente de nieve.

Al inicio de la temporada de fusión, la totalidad, o la mayor parte, de la superficie del glaciar está cubierta de nieve acumulada durante el invierno recién pasado. Al iniciarse la fusión, la nieve de la temporada desaparecerá primero en las cotas más bajas, cerca del frente del glaciar. El margen inferior de este límite de la nieve se denomina Línea Transiente de Nieve y esta línea se moverá continuamente hacia mayores cotas durante la temporada de ablación, hasta alcanzar su mayor cota al final de la temporada.. En años en que el balance de masa es cero, la posición de esta línea de nieve será idéntica a la de la Línea de Equilibrio, donde la ablación iguala a la acumulación.

La posición de la Línea Transiente de Nieve a lo largo de un verano depende de la tasa de fusión determinada por las particulares condiciones meteorológicas, y del monto de nieve depositada durante la temporada de acumulación en el glaciar (ocasionales nevazones durante el verano reducen temporalmente la cota de la línea de nieve). Por ello, información respecto a la posición de la línea de nieve en el glaciar es una información valiosa para compilar el plano de acumulación en el glaciar. Registros de la ubicación de la línea transiente de nieve, idealmente a obtener cada 7 a 10 días, pueden lograrse por el personal en terreno marcando sobre planos (en particular anotando la posición de la línea respecto a estacas en el glaciar) o tomando fotografías (en lo posible desde puntos fijos pre-establecidos), empleando fotografías aéreas o simple sobrevuelos en avión o helicóptero, e incluso empleando imágenes satelitales.

Para fotografías en terreno, es conveniente seleccionar algunos puntos fuera del glaciar, desde los cuales se visualiza gran parte de este. Los puntos deben fijarse con hitos estables y que perduren en el tiempo y, en lo posible, se deben proporcionar coordenadas geográficas a estos puntos. Si se establecen dos o más puntos, es deseable que al menos uno de los otros puntos aparezca en la foto obtenida desde una estación. Las fotos deben registrarse correctamente, con nombre de la estación, fecha, observador, tipo de cámara fotográfica y lente, y otros de eventual utilidad (ejemplo, condiciones meteorológicas previas y actuales, altura de la cámara fotográfica sobre el hito o terreno, etc.).

3.3.4 Análisis de los datos.

3.3.4.1. Ploteo y mapas de contornos.

La mayoría de los datos de estudios de balance de hielo se procesan gráficamente, de manera manual o digital. En esencia, se trata de crear, a partir de los datos de terreno de acumulación y ablación obtenidos en puntos del glaciar, líneas en el glaciar de valores de balance de hielo constantes, y de sumar las áreas de valores iguales.

Todos los puntos con datos de las mediciones de acumulación o de ablación (pozos, sondajes, datos de balances calóricos, etc.), con los valores de sus equivalentes en agua, se colocan sobre un mapa de la mejor escala disponible, en lo posible 1:10.000 o mejor, con intervalos de cota cada 10 m (o mejor). A continuación se trazan las isolíneas que dividen el glaciar en áreas según los intervalos escogidos de acumulación o ablación (por ejemplo, 10 cm, 20 cm, 50 cm, 100 cm, u otro valor, de altura de agua). El intervalo elegido dependerá del glaciar y de las condiciones climáticas. En gran medida, el dibujo de un plano de isolíneas depende de la experiencia de su realizador, puesto que, normalmente, el número de puntos en el glaciar raramente cubre con intensidad toda el área (ver ejemplo en Fig. 3.3.4.1-A). Para lo anterior es útil considerar información adicional, como la presencia de una superficie de hielo libre de nieve, o la presencia de potentes depósitos de avalanchas, o la presencia de cubiertas de detritos; ello ayuda a trazar las isolíneas.

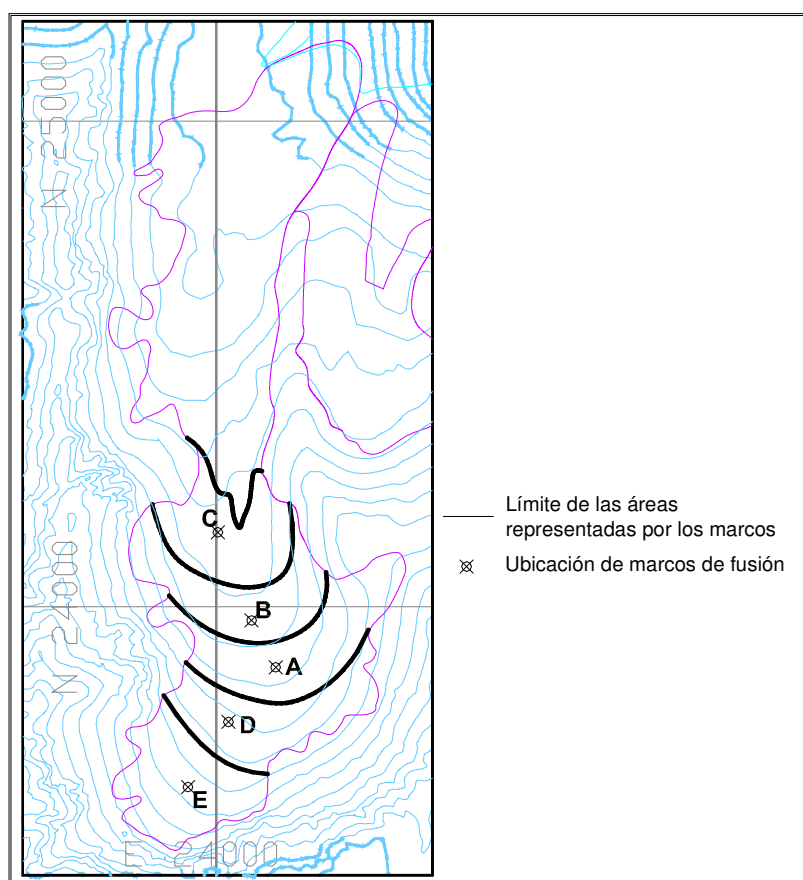


Fig. .3.1.4.1-A. Ubicación de los puntos (definidos por la ubicación de marcos) e isolíneas que separan las áreas que representan; para evaluar el balance de hielo de la temporada de verano en la Zona de Acumulación del pequeño glaciar Rinconada Oeste, en la cordillera del centro de Chile. La mitad Norte del glaciar, al Norte del área que representa el marco C, está cubierta por detritos.

Una vez se han trazado las isolíneas que dividen al glaciar en áreas de igual valor de balance específico neto de hielo, y se calculan las áreas entre las isolíneas. Multiplicando el área por el balance específico neto se obtiene la variación de masa entre los períodos de observación. Finalmente, se suman las áreas para obtener el balance total de hielo en el glaciar.

En los mapas de ablación las isolíneas suelen aproximarse al diseño de las curvas de nivel (ver, por ejemplo, la Fig. 3.1.4.1-A), aunque se producen excepciones principalmente por el efecto de sombra que ocasionan las altas cumbres que pueden rodear un glaciar.



La experiencia muestra que el empleo de métodos solamente digitales para la confección de isolíneas de ablación o de acumulación generalmente termina en relativamente pobres resultados, debido en parte a escasez de puntos y, en parte importante, porque el método automático no reemplaza la experiencia de las personas que conocen el glaciar.

3.3.4.2. Ambigüedades.

Al trazar isolíneas de igual ablación o acumulación, es común encontrar áreas donde es necesario definirse entre dos o más alternativas de trazado. Si ocurre esto al trazar por primera vez las isolíneas en el glaciar, puede solicitarse información adicional al personal que aún se encuentra en terreno, en caso contrario, solo es posible recurrir a las experiencias del personal. En todo caso, una vez conocidas estas áreas donde se producen las ambigüedades, próximos trabajos en terreno deben prestar atención en densificar el número de puntos de observaciones.

3.3.4.3. Presentación de datos e informes.

La presentación de los resultados de acumulación y ablación en mapas con isolíneas mejora sustancialmente si se emplean colores para representar las diferentes áreas. El uso consistente de colores estandarizados facilita la interpretación de los mapas, por lo cual se ha sugerido el empleo, siempre que sea posible y conveniente, de los colores indicados en la Tabla 3.3.4.3-A.

Tabla 3.3.4.3-A. Tabla de colores a utilizar en mapas de acumulación o ablación.

Centímetros de equivalente en agua	Color
0 - 50	Amarillo
51 – 100	Rojo pálido o rosado
101 - 150	Verde pálido
151 – 200	Azul pálido
201 – 250	Naranja
251 – 300	Gris o café
301 – 350	Rojo oscuro
351 – 400	Verde oscuro
401 – 500	Azul oscuro

Los informes de balances de hielo deben contener, en lo posible y además de los datos del balance y de gradientes con las alturas, los siguientes antecedentes:

- ❖ Un mapa con la ubicación de los puntos en los cuales existen valores de equivalentes en agua, en lo posible señalando el valor en cada punto.
- ❖ Breve descripción del trabajo realizado y las personas participantes, indicando la labor de cada persona.
- ❖ Señalar el año, o temporada y año, del balance informado.
- ❖ Para cada glaciar, deben describirse, de manera resumida, las características climáticas, agregando información como promedios mensuales de temperatura y precipitación, y antecedentes del año (o de la temporada en particular) como, frecuencia de la precipitación, ocurrencia y tipo de esta, comparación con los promedios y extremos, y otros.



- ❖ Para cada glaciar, breve descripción de datos fisiográficos del entorno, tales como cotas máximas y mínimas, cuenca, superficies, coordenadas geográficas, etc.
- ❖ Mostrar gráficos con la distribución altitudinal del balance de masa específico (VBP) y de las áreas.
- ❖ Incluir tablas con los datos, tabla del balance de masa con la cota (entre isolíneas), y un valor final del balance de masa de la temporada o del año (ver, a modo de ejemplo, tablas 3.3.4.3-B, C y D).

Conviene presentar los informes en formatos estandarizados, de manera de facilitar las actualizaciones de los antecedentes con nuevos datos.

3.3.4.4. Manejo de los antecedentes.

Si los datos del balance de masa de un glaciar se envían a la organización internacional que los guarda y acumula, la World Glacier Monitoring Service (WGMS), esto debe hacerse en los formatos establecidos por ella. Estos formatos se pueden bajar de la red de internet, por ejemplo desde la dirección <http://www.geo.unizh.ch/wgms>

En todo caso, es conveniente que los formatos empleados localmente se asimilen tanto como sea posible, al formato de WGMS, el cual es el resultado de la colaboración de numerosos autores.

3.3.5 Estimación del hielo perdido anualmente en la Zona de Ablación de glaciares con cubierta de detritos.

3.3.5.1. Determinaciones de conductividad térmica de detritos en la superficie de un glaciar..

3.3.5.1.1 Propósito de las determinaciones.

La cubierta detrítica de los glaciares, en particular de los glaciares de roca, afecta significativamente el intercambio de calor entre el medio ambiente y las masas de hielo en los glaciares y, finalmente, las tasas de fusión en el hielo bajo los suelos detríticos. Para evaluar adecuadamente estas tasas de fusión es necesario conocer la conductividad térmica de estos materiales. Con este propósito deben obtenerse muestras (de aproximadamente 50 kg cada una) de material detrítico de la cubierta natural de un glaciar, y realizarse el análisis de conductividad térmica de estas muestras en laboratorio.



Tabla 3.3.4.3-B. Ejemplo de presentación de resultados de las observaciones de tasa de fusión de neviza, controlada en marcos en un glaciar de la cordillera del centro de Chile en el verano del año 2006.

Marco A									
Fecha de Inicio	Fecha de término	Total días	Largo marco (cm)	Area de descenso (cm ²)	Tasa media de descenso de la superficie (cm/día)	Densidad neviza (gr/cm ³)	Tasa de fusión (gr/cm ² -día)	Promedio mensual de tasa de fusión (gr/cm ² -día)	
13/02/2006	24/02/2006	11	360	13778	3,479	0,530	1,844	1,844	Febrero
04/03/2006	12/03/2006	8	360	6118	2,124	0,577	1,226	1,192	Marzo
18/03/2006	31/03/2006	13	345	8950	1,996	0,580	1,157		
14/04/2006	18/04/2006	4	345	1153	0,836	0,614	0,513	0,639	Abril
11/04/2006	12/04/2006	1	345	428	1,241	0,616	0,764		
02/05/2006	17/05/2006	15	345	3615	0,699	0,640	0,447	0,447	Mayo
Marco B									
Fecha de Inicio	Fecha de término	Total días	Largo marco (cm)	Area de descenso (cm ²)	Tasa media de descenso de la superficie (cm/día)	Densidad neviza (gr/cm ³)	Tasa de fusión (gr/cm ² -día)	Promedio mensual de tasa de fusión (gr/cm ² -día)	
16/02/2006	04/03/2006	16	370	23195	3,918	0,550	2,155	2,155	Febrero
06/03/2006	17/03/2006	11	370	11879	2,919	0,600	1,751	1,447	Marzo
18/03/2006	25/03/2006	7	370	4852	1,873	0,610	1,143		
31/03/2006	12/04/2006	12	376	5637	1,249	0,620	0,775	0,782	Abril
14/04/2006	28/04/2006	14	376	6710	1,275	0,619	0,789		
02/05/2006	17/05/2006	15	376	5546	0,983	0,660	0,649	0,649	Mayo
Marco C									
Fecha de Inicio	Fecha de término	Total días	Largo marco (cm)	Area de descenso (cm ²)	Tasa media de descenso de la superficie (cm/día)	Densidad neviza (gr/cm ³)	Tasa de fusión (gr/cm ² -día)	Promedio mensual de tasa de fusión (gr/cm ² -día)	
11/02/2006	14/02/2006	3	372	3346	2,998	0,560	1,679	2,416	Febrero
16/02/2006	24/02/2006	8	372	16723,6	5,619	0,561	3,153		
24/02/2006	12/03/2006	16	372	17173,1	2,885	0,648	1,870	1,693	Marzo
13/03/2006	17/03/2006	4	372	3523	2,368	0,650	1,539		
18/03/2006	04/04/2006	17	372	16225	2,566	0,651	1,670	1,146	Abril
14/04/2006	02/05/2006	18	372	11803	1,763	0,650	1,146		
05/05/2006	10/05/2006	5	372	2425	1,304	0,649	0,846	0,846	Mayo
Marco D									
Fecha de Inicio	Fecha de término	Total días	Largo marco (cm)	Area de descenso (cm ²)	Tasa media de descenso de la superficie (cm/día)	Densidad neviza (gr/cm ³)	Tasa de fusión (gr/cm ² -día)	Promedio mensual de tasa de fusión (gr/cm ² -día)	
20/02/2006	23/02/2006	3	250	2246	2,995	0,515	1,542	1,542	Febrero
04/03/2006	10/03/2006	6	250	2068	1,379	0,547	0,754	0,945	Marzo
15/03/2006	23/03/2006	8	175,9	2905,7	2,065	0,550	1,136		
15/04/2006	27/04/2006	12	220	1534	0,581	0,600	0,349	0,349	Abril
Marco E									
Fecha de Inicio	Fecha de término	Total días	Largo marco (cm)	Area de descenso (cm ²)	Tasa media de descenso de la superficie (cm/día)	Densidad neviza (gr/cm ³)	Tasa de fusión (gr/cm ² -día)	Promedio mensual de tasa de fusión (gr/cm ² -día)	
20/02/2006	23/02/2006	3	368	2721	2,465	0,503	1,240	1,240	Febrero
04/03/2006	23/03/2006	19	368	9074	1,298	0,520	0,675	0,675	Marzo
15/04/2006	09/05/2006	24	375	6061	0,673	0,599	0,403	0,403	Abril - mayo



Tabla 3.3.4.3-C. Ejemplo de tabla con tasas (cm/día) promedios diarios, por mes, y total de la temporada, de ablación en 10 marcos en un glaciar de la cordillera del centro de Chile. Para 111 días entre el 09 Enero y el 30 Abril de 2007. Se incluye la cota de superficie del terreno.

	Marco 1	Marco 2	Marco 3	Marco 4	Marco 5	Marco 6	Marco 7	Marco 8	Marco 9	Marco 10
Enero	4,3	4,5	4,4	4,0	3,4	3,4	3,1	3,2	3,1	2,2
Febrero		3,9	3,3	3,3	3,4	3,4	3,0	2,7	2,7	2,5
Marzo	2,6	2,2	2,0	1,8	1,9	2,3	2,4	1,9	1,8	1,7
Abril	1,7	1,5	1,3	1,1	1,2	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8
Media	3,1	2,9	2,8	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1	1,7
Total 111 días	336,3	302,7	291,7	274,1	263,4	258,9	249,9	234,1	219,4	180,2
Cota superficie	4309	4314	4318	4324	4327	4335	4345	4418	4490	4475

Tabla 3.3.4.3-D. Aportes hídricos (tons equivalente en agua) medios diarios de agua que la fusión de la superficie de neviza en la Zona de Acumulación de un glaciar en la cordillera del centro de Chile entrega a su cuenca.

Marco	Area representada (m2)	Febrero	Marzo	Abril	Mayo
A	60.572	1.117,0	721,8	386,8	270,8
B	49.829	1.073,8	721,0	389,6	323,4
C	47.347	1.143,8	801,6	542,5	400,6
D	51.046	787,3	482,3	178,0	135,3
E	50.904	631,1	343,5	116,7	88,7
Aporte diario total (tons)		4.752,9	3.070,2	1.613,5	1.218,7
Aporte diario total, en l/s		55,0	35,5	18,7	14,1

3.3.5.1.2 Metodología de análisis.

Las muestras se empaquetan en bolsas plásticas al momento de la extracción y se transportan inmediatamente en vehículo al laboratorio, de manera que puede suponerse que el análisis de las muestras con el contenido de humedad con que fueron recibidas por el laboratorio es el que representa de manera más fiel las reales condiciones de terreno.

Ensayos de conductividad térmica de muestras de suelos pueden realizarse en Santiago en laboratorios de universidades (por ejemplo en el Departamento de Ingeniería Mecánica de la Universidad de Santiago). Los valores de la conductividad térmica se determinan en función de la densidad y humedad de los diferentes tipos de suelos. Para los ensayos, se procede de la siguiente manera:

- ❖ Determinación del porcentaje de humedad en masa de la muestra recibida.
- ❖ Montaje, compactación y determinación de la densidad aparente del suelo en banco de prueba.
- ❖ Instalación de la aguja térmica en el primer banco de ensayo.
- ❖ Instalación de cinta caliente en el segundo banco de ensayo.



- ❖ Evaluación de la conductividad térmica según la técnica de ensayo y según valores de humedad del suelo.

La conductividad térmica de las muestras se determina a través de dos metodologías, las que pueden ser clasificadas como de características transientes:

- ❖ Equipo con Cinta Caliente CT- Metre.
- ❖ Aguja térmica de acuerdo a norma IEEE STD 442-1981

La evaluación de la humedad se realiza con un equipo de técnica infrarroja (por ejemplo, marca Mettler).

Debido a que la conductividad térmica es función de la humedad y densidad aparente del suelo, en cada resultado de ensayo se deben explicitar ambos parámetros, además del valor de la conductividad térmica.

3.3.5.1.3 Resultados.

Los resultados de conductividad térmica para muestras provenientes del detrito superficial en un glaciar de roca suelen estar entre 0,20 (con contenido de humedad aparente levemente superior a 5%) y 0,26 W/m-K (con contenido de humedad aparente entre 1 y 2%), con promedios del orden de 0,217 W/m-K, igual a 0,0005183 cal/cm-seg-°C. Debe señalarse que, dada la heterogeneidad del material (básicamente gravas angulosas sin finos y con poca arena), y debido a razones técnicas de la sonda del equipo CT- Metre, en este tipo de suelo no es posible implementar esta medición. En consecuencia, normalmente se informa solamente de la medición de la sonda tipo aguja térmica.

Asimismo, las mediciones de humedad de las muestras se realizan sobre el material adherido a los componentes sólidos del suelo, por lo que es referencial; por las mismas circunstancias, no se pueden realizar mediciones con otros niveles de humedad debido al bajo contenido de material fino u orgánico del suelo.

Para todos los casos comparables, la técnica de medición del CT-Metre entrega valores de conductividad térmica superiores en media de un 6% neto con respecto a la sonda. Esto obedece a que, como ambos métodos son transientes, la inercia de la sonda térmica es mayor y, adicionalmente, la cinta de difusión de calor del CT-Metre permite mejor contacto con la matriz sólida del suelo.

En todo caso, los valores de la conductividad térmica obtenida para materiales de la superficie de glaciares de roca son comparables con otros tipos de suelos de la misma naturaleza. Los métodos utilizados para obtener la conductividad térmica, ambos de acuerdo a normas internacionales, muestran consistencia y seguridad de resultados. Esto, a pesar que cada método tiene una incertidumbre (o error) de medición del 5%.

3.3.5.2. Mediciones de temperatura en pozos en el detrito superficial de un glaciar.

Con el propósito de evaluar la gradiente térmica en el detrito en la superficie de un glaciar, y en particular de un glaciar de roca, se pueden habilitar pozos en el detrito superficial, con sensores de temperatura ubicados a diferentes profundidades entre la superficie y el contacto con el hielo bajo el

detrito. De ser posible conviene conectar los sensores a un aparato registrador (data logger). Se muestra un ejemplo de registraros de temperaturas entre el 15 de Marzo y el 17 de Mayo, en la Fig. 3.3.5.2-A. El techo del hielo del glaciar se encontraba a 1,02 m de profundidad. Otro ejemplo, de pozo controlado manualmente de manera quincenal se muestra en la Fig. 3.3.5.2-B.

La Fig. 3.3.5.2-A muestra que las variaciones de temperatura en profundidad, en la base del detrito, tienen una gradiente de aproximadamente $0,033^{\circ}\text{C/m}$, como lo ejemplifican las temperaturas mínimas en los sensores colocados a 0,60 y 0,78 m (las temperaturas diurnas de estos sensores son afectadas por las variaciones diurnas de temperatura en superficie, un problema de operación del logger).

En el otro pozo del ejemplo, el de la Fig. 3.3.5.2-B, también habilitado con sensores de temperatura a diversas profundidades, pero controlados manualmente aproximadamente cada 15 días, se observan gradientes cerca de la superficie del hielo que, para espesores de detrito cercanos a 1 m, son del orden de $0,03^{\circ}\text{C/cm}$ a $0,26^{\circ}\text{C/cm}$. Pareciera que el valor más representativo de la gradiente en los pozos, cerca del techo de hielo a 1 m de profundidad, es del orden $0,135^{\circ}\text{C/cm}$. A juzgar por los registros de temperaturas en profundidad, espesores de detritos del orden de 50 cm incrementan la gradiente a aproximadamente $0,15^{\circ}\text{C/cm}$ a $0,16^{\circ}\text{C/cm}$ y, en casos excepcionales, hasta $0,4^{\circ}\text{C/cm}$.

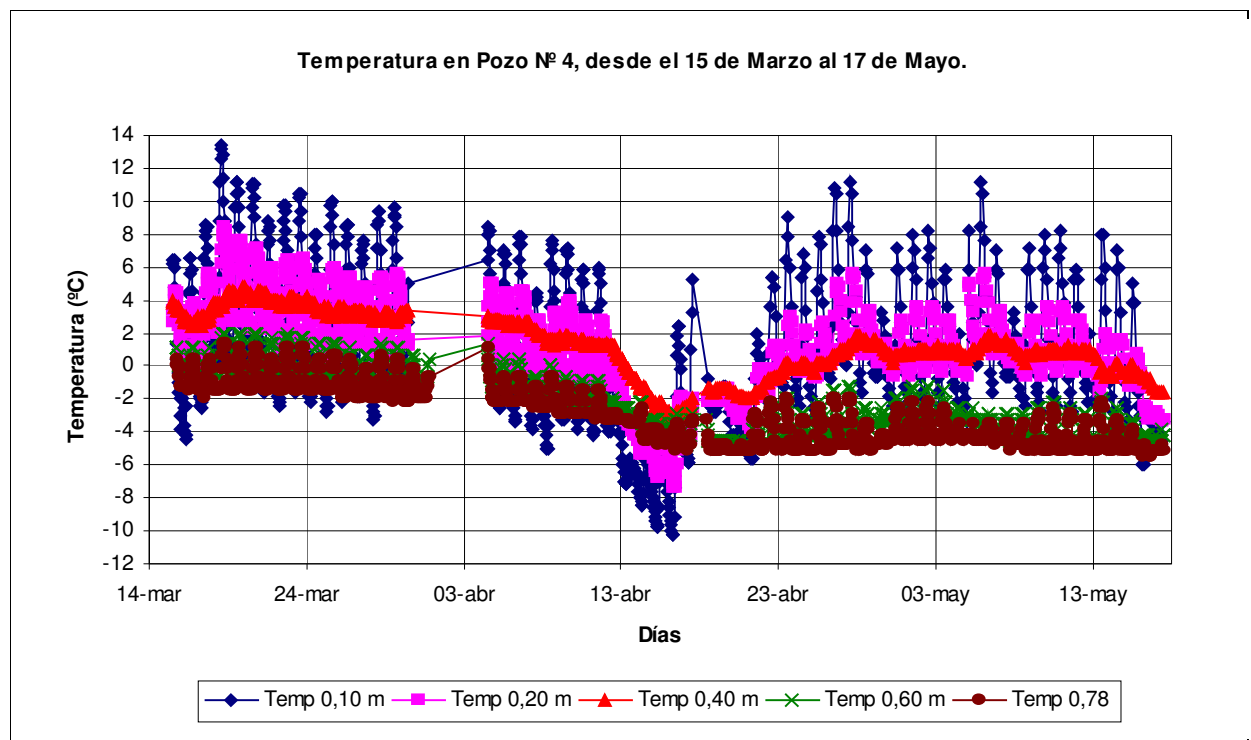


Fig. 3.3.5.2-A. Registro de las temperaturas en profundidad, en un pozo construido en el detrito superficial de un glaciar de roca. Los datos a 0,60 y 0,78 m reflejan en parte las mayores temperaturas diurnas, por efecto de operación del logger.

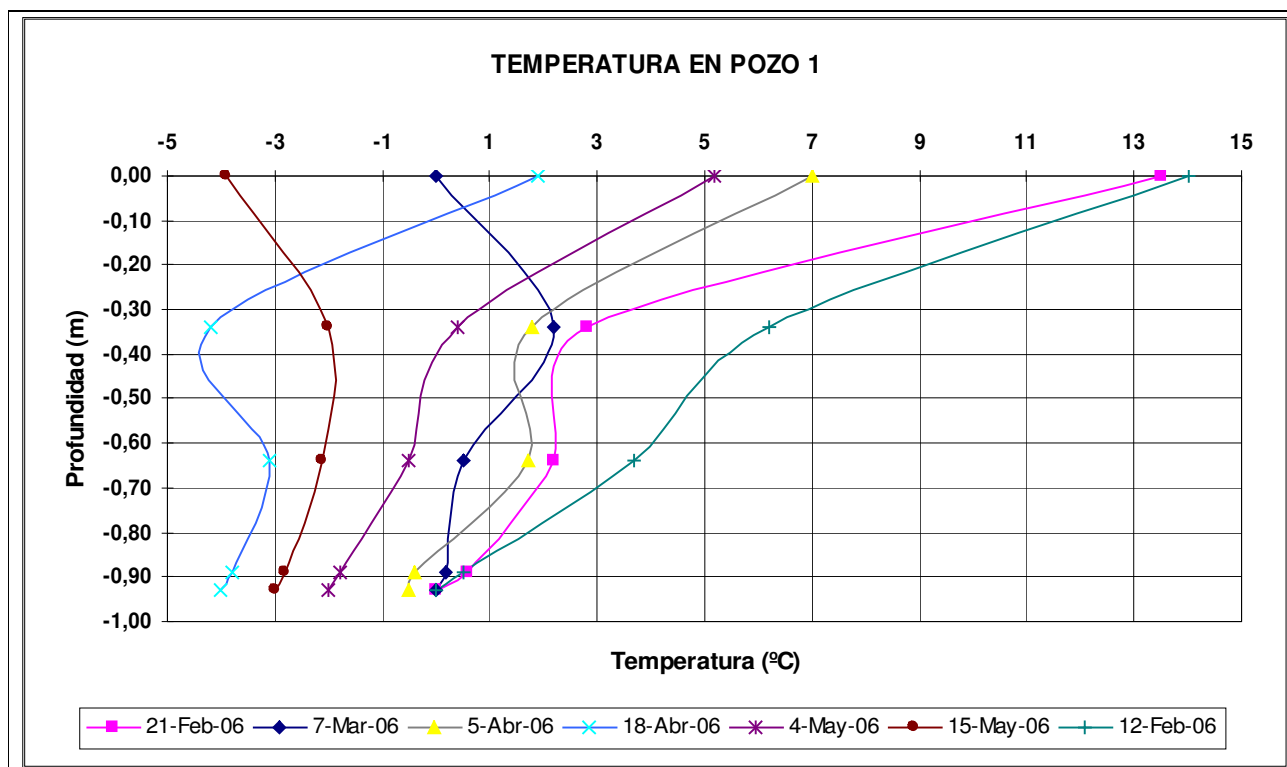


Fig. 3.3.5.2-B. Variación de la temperatura en profundidad en el Pozo N° 1. Controles ocasionales y manuales de los sensores de temperatura.

Los registros del pozo de la Fig. 3.3.5.2-A muestran que ya a principios de Abril comienza a penetrar en el hielo del glaciar la onda de frío invernal, y la isoterma 0°C se encuentra por debajo del techo del hielo del glaciar de roca. En consecuencia, cesa toda fusión en la superficie del hielo bajo el detrito superficial del glaciar de roca. La onda de temperatura más cálidas disipa las temperaturas negativas en el techo de hielo; en principio, podría estimarse que esto debe ocurrir a fines de Octubre, en parte acentuado por el deshielo de primavera que comienza a mediados o fines de Agosto.

3.3.5.3. Formas de pérdidas de masa.

Aguas abajo de la Línea de Equilibrio, en los glaciares con cubiertas de detritos (como en los glaciares de roca) se pierde a lo largo del año no solamente la totalidad de la masa de nieve depositada en invierno en la superficie del detrito sino que, adicionalmente parte de la masa de hielo preexistente por fusión bajo el detrito.

Es posible que, al inicio de la temporada veraniega cuando la superficie del hielo bajo el detrito puede encontrarse a temperaturas negativas tras el paso de la onda de frío invernal, mientras que aún se funde nieve en la superficie del glaciar y que percola por el detrito hasta el hielo, se produzca congelamiento de esta agua en contacto con el hielo y adición de masa. En todo caso, este aporte de masa es, por lo general, poco significativo puesto que la superficie de hielo se tempera rápidamente.



3.3.5.4. Fusión en el techo de hielo bajo el detrito superficial.

3.3.5.4.1 Longitud de la temporada de fusión en la superficie del hielo de glaciares de roca.

Un aspecto esencial del cálculo de la fusión en la superficie de hielo bajo una cubierta de detritos es el de establecer la duración de la temporada de fusión, la que necesariamente varía en cuanto glaciares grandes suelen comprender un rango importante de cotas. Para establecer esta temporada es necesario contar con registros de temperatura del aire en el glaciar, o bien con registros de temperatura en una estación meteorológica cercana, desde la cual sea posible extrapolar datos al glaciar.

Una forma de extrapolar datos es estableciendo la gradiente de temperatura con la altura, a partir de al menos algunos registros simultáneos en el glaciar y en la estación meteorológica. A este respecto, es necesario señalar que las gradientes no son uniformes en todas las estaciones del año; suelen ser más altas en los meses invernales que en los meses cálidos. Adicionalmente, en la superficie de los glaciares circulan vientos katabáticos (masas de aire frío, densas, que descienden por los cajones montañosos), los que modifican las gradientes.

A modo de ejemplo, en la Tabla 3.3.5.4.1-A se muestran temperaturas medias para diversas cotas en la cordillera del centro de Chile, calculadas a partir de diferencias de temperatura con una estación meteorológica ubicada a la cota de 2765 m y una gradiente de temperatura de $0,007^{\circ}\text{C}/\text{m}$.

Tabla 3.3.5.4.1-A. Temperaturas medias del semestre de Noviembre a Abril en las Zonas de Ablación de algunos glaciares en la cordillera del centro de Chile.

Cota media (m) Zona de Ablación	dT con estación meteorológica (°C)	Temp. media en el glaciar (°C)
4.029	-8,8	+1,3
4.207	-10,1	0,0
4.073	-9,1	+1,0
4.096	-9,3	+0,8
4.074	-9,2	+0,9
4.068	-9,1	+1,0
4.034	-8,9	+1,2
3.989	-8,6	+1,5

3.3.5.4.2 Fusión en el techo de hielo.

Las mediciones de temperatura a diversos niveles en el detrito superficial de glaciares de roca (ver capítulo 5.1.3), indican que las fluctuaciones diurnas de temperatura se propagan hasta aproximadamente los 50 a 60 cm de profundidad. Bajo esta profundidad se produce una gradiente que se asimila a una curva logarítmica de crecimiento de la temperatura desde la interfase hielo-detrito hacia arriba. La gradiente de temperatura en el detrito se modifica muy rápidamente, en pocas horas, ante la presencia de agua en el suelo (infiltración de aguas lluvias o de fusión de nieve), produciéndose



en este caso una gradiente de temperatura que es virtualmente una recta desde la superficie del hielo hasta la superficie del detrito.

Empleando la conductividad térmica de materiales detríticos húmedos según corresponda, y la gradiente de temperatura (en °C/cm) en la base de un detrito superficial, el flujo calórico (G) en el semestre de verano a través el detrito hacia el hielo es

$$G = L * dT/dZ \text{ cal/s}$$

en que L es la conductividad térmica del detrito, y dT/dZ es la gradiente de temperatura.

A modo de ejemplo, si la gradiente térmica fuera, en promedio de 0,15 °C/cm, el calor a través del detrito durante los meses de verano podría fundir del orden de 12, 60 g/cm²-año de hielo. Un cálculo similar, para una cubierta detrito de 0,4 m de espesor y una gradiente de 0,155 °C/cm, indica que el aporte de calor a través del detrito es de 1041 cal, capaz de fundir 13,01 gr/año de hielo, equivalente a un espesor del orden de 14,5 cm/año de hielo.

3.3.6 Fusión de hielo en la base de un glaciar.

3.3.6.1. Fusión por flujo de calor geotérmico.

Para establecer la fusión de hielo en la base de un glaciar por el flujo de calor geotérmico es necesario conocer el flujo y la conductividad térmica de las masas rocosas. El año 1998 Geoestudios estimó gradientes geotérmicas en la cordillera del centro de Chile midiendo la temperatura del agua en sondajes antiguos, no perturbados en un tiempo prolongado. Las mediciones de temperatura en estos sondajes antiguos con agua indicaron que la isoterma +5°C se encuentra a aproximadamente 130 m de profundidad. De esta manera, y suponiendo una gradiente lineal de la temperatura en las rocas, la gradiente de temperatura geotérmica en el área es del orden de 0,038 °C/m. La conductividad térmica de las rocas de la cordillera del centro de Chile es probablemente similar a aquellas de rocas graníticas, que abundan en la región, vale decir del orden de 0,003 cal/cm²/s.

Con los valores arriba indicados, el flujo calórico geotérmico en el área es de 1,14 x 10⁻⁶ cal/cm²/s, muy similar a la media mundial de 1,2 a 1,3 cal/cm²/s. Siendo esto así, y siendo la temperatura del hielo en la base de los glaciares templados (los más comunes en la cordillera) de 0°C, el flujo de calor geotérmico es del orden de 35,5 cal/cm²/año, capaces de fundir 0,45 gramos de hielo por la misma unidad de área. Lo anterior equivale a aproximadamente 0,50 cm³ de hielo.

3.3.6.2. Fusión de hielo en la base de un glaciar, por calor de la fricción.

El calor (Q) producido por la fricción en la base de un glaciar es, esencialmente:

$$Q = S * B / J$$

en que S es la velocidad de deslizamiento en la base del glaciar, B es el esfuerzo de corte actuando paralelamente a la base del glaciar, y J es el equivalente mecánico del calor. El esfuerzo de corte (B) es:



$$B = 9,81 \times (\text{Carga de hielo y detritos}) \times \sin(\text{pendiente de la base})$$

y

$$J = 4,1855 \quad (\text{Joules equivalentes a } 1 \text{ cal/cm}^2 \text{ min})$$

A modo de ejemplo y con velocidades en superficie en el orden de 0,5 m/año, y siendo las velocidades basales del orden de 50 % de aquellas en superficie (el valor más común encontrado en glaciares de la cordillera), vale decir del orden de 0,25 m/año, y considerando que el esfuerzo de fluencia del hielo glaciar es del orden de 1 a 3 bares, se entiende que el calor producido por la fricción en la base del glaciar es mínimo.

3.3.6.3. Fusión total en la base de un glaciar.

La fusión total de hielo en la base de un glaciar es aquella debida al flujo de calor geotérmico, más aquella debida a la fricción. Según los resultados de los subcapítulos anteriores, es posible estimar la fusión total en la base de los glaciares, velocidades de superficie relativamente bajas, del orden de 1 g/cm² /año como máximo, y probablemente algo menos que esto.

3.4 BALANCE CALÓRICO.

3.4.1 El balance calórico en superficies de nieve o hielo.

3.4.1.1. Aspectos generales del balance.

El balance calórico en la superficie de un glaciar muestra la relación física entre los procesos de ablación en la nieve o hielo (o de la superficie de detritos rocosos en un glaciar de roca) y las condiciones climáticas. Por lo mismo, el balance depende de las condiciones meteorológicas locales en cada glaciar, y de las propiedades, o características, de la superficie del glaciar que es afectada por estas condiciones y, a su vez, influye sobre ellas. Con los resultados del balance se define la relación entre el crecimiento, o decaimiento, de las masas de hielo o nieve y el flujo calórico desde el ambiente externo, y la relación con los otros balances, de hielo y agua, define la bondad de los resultados.

Los términos más importantes en la ecuación de flujos calóricos (o energético) son:

$$F_T = F_R + F_S + F_L + F_P + F_F$$

donde:

F_T = cambio en el contenido de calor debido al cambio de temperatura en la masa de nieve o hielo,

F_R = flujo de calor radiante,

F_S = flujo de calor sensible,

F_L = flujo de calor latente,

F_P = el contenido de calor de la precipitación,

F_F = la recepción de calor por congelamiento de agua.

Estos varios términos de flujo calórico suelen estar interrelacionados de diversas maneras, de modo que la medición de alguno de ellos permite el cálculo de otros.

La ecuación del balance calórico se escribe como:

$$\pm Q_R \pm Q_S \pm Q_L \pm Q_P \pm Q_M \pm Q_C = 0$$

Q_R = Flujo de calor radiante,

Q_S = Flujo de calor sensible, el intercambio de calor entre la atmósfera y la superficie del glaciar por convección turbulenta de las masas de aire,

Q_L = Flujo de calor latente (condensación, evaporación y sublimación por convección turbulenta),
Condensación = ganancia de calor (transforma vapor a líquido). Calor específico de condensación = 600 cal/g

Sublimación positiva = ganancia de calor (transforma vapor a sólido). Calor específico de sublimación = 680 cal/g

Sublimación negativa = pérdida de calor (transforma sólido a vapor).

Q_P = El calor intercambiado por la precipitación (por ejemplo, la lluvia templada funde una cantidad de hielo),

Q_M = Calor consumido en la fusión de hielo o congelamiento de agua,

Q_C = Calentamiento o enfriamiento de la nieve o hielo (o del detrito rocoso en glaciares de roca) por la conducción de calor a través de la superficie.

El flujo de calor radiante (Q_R) es el más importante de todos los componentes. A su vez, se compone de:

$$Q_R = G - R + A - E$$

$G - R$ es el balance de calor radiante de onda corta (radiación solar), en que G es la radiación en onda corta incidente y R es la radiación en onda corta reflejada por la superficie de nieve o hielo. $A - E$ es el balance del calor radiante en onda larga, en que A es la radiación en onda larga que llega a la superficie del glaciar, y E es la radiación en onda larga que sale de esta superficie (o que emite la superficie). La energía radiante del espectro electromagnético, que llega a la superficie terrestre se muestra en la Fig. 3.4.1.1-A.

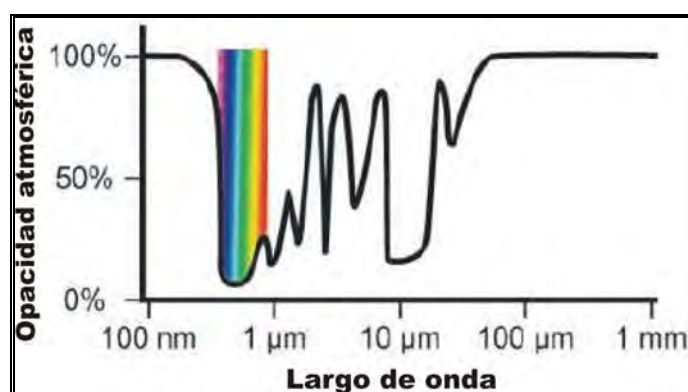


Fig. 3.4.1.1-A. Opacidad atmosférica y largos de onda de energía radiante (espectro electromagnético) que llega a la superficie terrestre.



Las definiciones del espectro electro magnético son las siguientes:

- ❖ Ultravioleta: 200 a 390 nm (1 nm – nanometro – es una milésima de μm – micron o micrometro).
- ❖ Visible: 390 a 780 nm
- ❖ Infrarrojo cercano: 780 a 4.000 nm
- ❖ Infrarrojo: 4.000 a 100.000 nm

La radiación solar, o radiación en onda corta, comprende los componentes de radiación ultravioleta, visible y cercanos al visible, provenientes del sol. Cerca del 99% de la radiación solar que llega a la superficie terrestre se encuentra entre los 300 y 3.000 nm de largo de onda (o 0,3 y 3 μm).

La radiación en onda larga, o radiación terrestre, es la radiación infrarroja emitida por la atmósfera y todos los objetos en la superficie terrestre con temperatura superior a la del cero absoluto. La energía emitida es proporcional a la temperatura de la superficie. La radiación en onda larga es aquella entre los largos de onda de 3.500 y 50.000 nm. En general, se acepta como tal a toda aquella entre 3 y 100.000 nm (o 3 y 100 μ).

La radiación en onda larga que sale de la superficie del glaciar (o que emite la superficie) ya sea nieve, hielo o detrito rocoso, puede estimarse considerándola un cuerpo negro, un objeto teórico o ideal que absorbe toda la energía radiante que incide sobre él (nada de la radiación incidente se refleja o pasa a través del cuerpo negro), y que emite energía según la ley de Stephan-Boltzmann:

$$E = m * k * (^{\circ}\text{C} + 273,15)^4 \quad \text{donde}$$

$(^{\circ}\text{C} + 273,15) =$ temperatura absoluta (en grados Kelvin) de la superficie de nieve, hielo o detrito rocoso,

$k =$ la constante Stefan-Boltzmann ($0,827 \times 10^{10} \text{ cal} / (\text{cm}^2 \text{ } ^{\circ}\text{K}^4)$ o bien $5,5705 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$),

$m =$ es la emisividad, o cuan bien el suelo radia, y es del orden de 0,82 a 0,995 en el caso de nieve fresca, del orden de 0,89 en granizo, 0,96 en superficie de hielo, la del agua es 0,67, y la de superficies de grava es del orden de 0,91 a 0,92.

El balance del calor radiante en onda corta puede expresarse con el albedo ($\alpha = R / G$) y:

$$G - R = G * (1 - \alpha).$$

El balance de la radiación en onda larga depende principalmente de la nubosidad:

$$(A - E) = (A - E)_0 \times (1 - K * C) \quad \text{en que}$$

$(A - E)_0$ = el balance de radiación en onda larga, con cielo despejado.

K = una constante (en primera aproximación $K = 1$).

C = la nubosidad en décimas (10 = cielos totalmente cubiertos).



El valor de E no depende de la nubosidad ($E = E_0$), pero si el valor de A. Existen varias ecuaciones para estimar A_0 (el valor de A con cielo despejado), siendo probablemente la mejor adaptada a condiciones de montaña o regiones frías aquella de Brunt (1932) con los valores de constantes de Budyk (1956), en la expresión:

$$A_0 = m \times k \times T^4 \times (1 - a - b\sqrt{e}) \quad \text{donde}$$

$$a = 0,61$$

$$b = 0,050$$

$$T = \text{temperatura del aire cerca de la superficie, en grados Kelvin,}$$

$$e = \text{es la presión de vapor de agua cerca de la superficie, en milímetros de mercurio (mm Hg) o en milibares (1 mm Hg = 1,333 mb),}$$

$$m = \text{es la emisividad de la superficie, y}$$

$$k = \text{la constante de Stefan-Boltzmann.}$$

Empleando solo el valor de la humedad relativa, A_0 puede estimarse como:

$$A_0 = m (0,165 - 0,000769 \times RH) \quad \text{ly / min} \quad \text{donde}$$

RH es la humedad relativa, en porcentaje. Esta ecuación suele entregar un error mayor que la anterior.

Los aportes y las pérdidas de energía a, o desde, una superficie de nieve o hielo son como se señala en la Tabla 3.4.1.1-A.

Tabla 3.4.1.1-A. Aporte o pérdidas de energía a, o desde, un manto de nieve o hielo.

Energía	Aporte	Perdida
G – R	Únicamente	Ninguna
A – E	Solo en casos especiales	Principalmente
Q_S	Cuando el aire es más cálido que la superficie	Cuando el aire es más frío que la superficie
Q_L	Cuando la presión de vapor se incrementa con la altura	Cuando la presión de vapor disminuye con la altura
Q_P	Cuando la temperatura de la precipitación es mayor que la temperatura de la superficie	Cuando la temperatura de la precipitación es menor que la temperatura de la superficie
Q_M	Por congelamiento del agua libre en el manto de nieve o entre los granos de hielo	Energía consumida para fundir hielo o nieve (80 cal/g)
Q_C	Cuando la temperatura del manto de nieve o del hielo disminuye (enfriamiento)	Cuando la temperatura del manto de nieve o del hielo aumenta (calentamiento)

3.4.1.2. Ecuaciones simplificadas del balance calórico y ejemplos.

En un glaciar temperado es posible simplificar asumiendo que $T = 0^\circ\text{C}$, con lo cual $Q_C = 0$ y Q_P aproximadamente 0. También: $Q_M = Q_R + Q_S + Q_L$.



En un glaciar frío, es posible simplificar asumiendo que $Q_M = 0$ y que Q_P es aproximadamente 0. Entonces, si $Q_C = Q_R + Q_S + Q_L$ es menor que 0 la masa de nieve o hielo se enfría, y si es mayor que 0 se tempera.

Ejemplos de resultados de balances calóricos, se muestran en la Tabla 3.4.1.2-A.

Tabla 3.4.1.2-A. Ejemplos de componentes del balance calórico (en cal/cm² DIA), en época de verano.

a) Superficie de hielo, Zona de Ablación del glaciar.					
Localidad	Alpes (Hornkees)	Alpes (Vernagt.)	Karakorum (Chomo Lungma)	Groenlandia (EGIG I)	Artico (estación en deriva A)
Cota (m)	2.300	3.000	4.300	1.000	0
Epoca	Septiembre	Agosto	Julio	Julio-Agosto	Julio
Q_R	257	362	391	256	134
$Q_S + Q_L$	235	84	43	46	-2
$Q_M + Q_C$	492 ($Q_C = 0$)	446 ($Q_C = 0$)	434 ($Q_C = 0$)	302	132
$Q_R / (Q_M + Q_C)$	0,52	0,81	0,90	0,85	1,00
b) Superficie de nieve, Zona de Acumulación del glaciar.					
Localidad	Alpes (Kesselwandferner)	Karakorum (Chomo Lungma)	Monte Olympus (Blue Glacier)	Groenlandia (Sitio 2)	Antartica (Maudheim)
Cota (m)	3.200	4.000	2.010	2.300	37
Época	Agosto-Septiembre	Junio	Julio-Agosto	Julio-Agosto	Diciembre
Q_R	23	213	174	10	27
$Q_S + Q_L$	16	67	98	-2	14
$Q_M + Q_C$	39 ($Q_C = 0$)	280 ($Q_C = 0$)	272 ($Q_C = 0$)	8 ($Q_M = 0$)	41 ($Q_M = 0$)
$Q_R / (Q_M + Q_C)$	0,59	0,76	0,64	>1,00	0,66

En la Tabla 3.4.1.2-A, todas las razones $Q_R / (Q_M + Q_C)$ señalan la importancia de la radiación en los balances calóricos. Los valores de Q_R de superficies de hielo son menores que aquellos de superficies de nieve, debido al mayor albedo de las superficies de nieve. . A modo de ejemplo, si $Q_M = 440$ cal/cm² día, la fusión de hielo es de 5,5 g/cm² día, y si el área de ablación es de 5 km², el caudal emergente será de 3 m³/seg.

3.4.1.3. Parámetros que deben medirse para el balance calórico.

Los pámetros relevantes para el calculo del balance calórico, y que deben medirse en una estación meteorológica (ver Fig. 3.4.1.3-A) son:

- Radiación en onda corta, incidente y reflejada.
- Radiación en onda larga, incidente y emitida.
- Temperatura, a tres niveles para establecer gradiente.
- Viento, a tres niveles, para establecer gradiente.
- Presion atmosférica.
- Humedad relativa.
- Evaporación (su importancia depende del área geográfica).
- Precipitación, líquida y sólida (incluyendo espesor y densidad) si se produce



Fig. 3.4.1.3-A. Estación meteorológica automática en un glaciar de la cordillera del centro de Chile. Mide velocidad y dirección de viento, y temperatura, a tres niveles, humedad relativa, presión barométrica, radiación solar incidente y reflejada, radiación de onda larga incidente y emitida. Contiene logger y batería, panel solar y pararrayos. La precipitación se registra en otro instrumento (pluviógrafo) fuera de la estación, al igual que la evaporación.

Adicionalmente, es conveniente describir las características de la superficie de nieve o hielo (por ejemplo, glaciar blanco, de roca, gris, etc.), medir el descenso de la superficie de nieve o hielo vecino a la estación en estacas o en marcos para penitentes, además de realizar mediciones de la densidad del manto de nieve si existe en superficie.

3.4.1.4. La gradiente local de la temperatura.

Para efectos de realizar el balance calórico es importante, entre otros, conocer la variación vertical de la temperatura del aire por sobre la superficie de nieve o hielo.

Con datos de temperatura del aire a tres niveles, es posible mediante una regresión lineal con el logaritmo de la altura (la que ha producido el mejor coeficiente de correlación) encontrar la pendiente de la línea temperatura - log alturas. La pendiente de esta línea ($\tan \alpha$) es: $(\Delta \log z) / \Delta T$ donde z es la altura y T es la temperatura del aire.

$dT / dz = k_T / z$ donde k_T es una constante del perfil de temperatura. Según Ambach, 1971,



$$k_T = 1 / (2,3 \times \tan \alpha)$$

3.4.1.5. La gradiente local del viento.

La gradiente local del viento se estima como en el capítulo 6.4.1.4 anterior, referido a la gradiente vertical de la temperatura con la altura.

3.4.1.6. El flujo de calor sensible.

El intercambio turbulento de calor sensible es el calor transferido, por convección forzada, entre el aire alrededor del punto de medición y la superficie de nieve o hielo. La ecuación básica para la transferencia de calor sensible (Q_s) sobre una superficie de nieve o hielo es (Ambach, 1973):

$$Q_s = c_p \times A \times (dT / dz) \times t \quad \text{cal/cm}^2 \quad \text{y donde.}$$

c_p es el calor específico del aire a presión constante (0,24 cal/g-°C).

A es el coeficiente de flujo turbulento (o coeficiente de Austausch). Describe el transporte de energía por mezclas turbulentas de estratos de aire.

dT/dz el gradiente actual de temperatura. En estricto rigor debiera ser la gradiente potencial de la temperatura, la cual es la gradiente actual menos la gradiente adiabática, pero como esta última es pequeña, inferior a 0,01 °C/m, puede descartarse.

t es el tiempo en segundos.

El coeficiente de flujo turbulento (A) se calcula a partir de los datos observados como:

$$A = \kappa \times \rho \times u_f \times z \quad \text{g/cm-s} \quad \text{donde}$$

κ es la constante de Karman y es igual a 0,4.

ρ es la densidad del aire, a la cota de la estación meteorológica en el glaciar y (del orden de 0,00018 g/cm³, considerando la presión atmosférica, la temperatura del aire y considerando la humedad relativa media).

u_f es la velocidad de fricción del viento.

z es la altura del sensor inferior de velocidad de viento, variable según procede la fusión y descenso de la superficie de nieve o hielo.

La velocidad (u_f) de fricción del viento es:

$$U_f = 1 / (5,75 \tan \alpha)$$

donde $\tan \alpha$ es la pendiente de la línea $\log z$ versus velocidad de viento, siendo z la altura de los sensores de velocidad de viento. α se determina mediante una regresión lineal (ver capítulo 3.4.1.5).

dT / dz , el gradiente de temperatura actual, es igual a k_T / z donde z es la altura del sensor inferior de temperatura y $k_T = 1 / (2,3 \times \tan \alpha)$. En este caso $\tan \alpha$ es la pendiente de la gradiente de



temperatura, determinada con una regresión lineal de los datos de los tres sensores de temperatura instalados en la estación meteorológica y como se indica en el capítulo 3.4.1.4.

3.4.1.7. El flujo de calor latente.

El flujo de calor latente es la transferencia de humedad, por convección forzada del aire, produciendo evaporación o condensación en la superficie de nieve o hielo. La ecuación que describe esta transferencia de calor sensible (Q_L) es (Ambach, 1973):

$$Q_L = (q_e + q_m) \times A \times (0,623 / p) \times (de / dz) \times t \quad \text{cal/cm}^2 \quad \text{donde:}$$

q_e es el calor específico de evaporación.

q_m es el calor específico de fusión del hielo.

A es el coeficiente de Austausch (ver capítulo 7.3.1.6).

p es la presión atmosférica.

de / dz es el gradiente de la presión de vapor en la masa de aire.

t es el tiempo en segundos.

q_e es 680 cal/g-°C y q_m es 79,7 cal/g-°C. El coeficiente de Austausch (A) se obtiene como se indicó en el capítulo 6.4.1.6. p es la presión atmosférica registrada en la estación, y la gradiente de la presión de vapor de agua puede, en principio, asimilarse a la gradiente de temperatura del aire registrada en la estación.

3.4.1.8. El calor aportado por la precipitación.

El calor (Q_p) que aporta la precipitación es:

$$Q_p = C_w \times (T - T_0) \times p \quad \text{cal/cm}^2 \quad \text{donde:}$$

C_w es el calor específico de la precipitación (1,0 cal/g-°C si es agua y 0,5 cal/g-°C si es en forma de cristales de hielo). T es la temperatura de la precipitación y puede estimarse, en general, como 0,1°C inferior a la temperatura del aire registrada en la estación. T_0 es la temperatura de la superficie de nieve (o penitentes) o hielo registrada en la estación. p es el monto de la precipitación.

3.4.1.9. El calor aportado por la radiación solar.

El balance de la radiación solar (onda corta) neta es la diferencia entre la incidente y la reflejada (ver detalle en cap. 6.4.1.1). Si solo se cuenta con valores de radiación incidente y alguna información del albedo, es necesario estimar el albedo general para días despejados y días nublados. El albedo particular (α) se puede estimar para días nublados según la siguiente relación:

$$\alpha = \text{albedo despejado} - ((\text{albedo despejado} - \text{albedo nublado}) / 10) \times \text{nubosidad (en décimas)}$$

siendo la nubosidad aquella observada en el área.



3.4.1.10. El calor aportado por la radiación en onda larga.

El balance de radiación en onda larga es la diferencia entre la radiación incidente menos la emitida por la superficie (ver detalles en 3.4.1.1). Cuando no se cuenta con los valores medidos de Q_{RL} en las estaciones, puede estimarse con la conocida fórmula empírica de Ambach (1960):

$$Q_{RL} = 0,085 \times (1 - 1,4 \times C^2) \times t \text{ cal/cm}^2$$

donde C es la nubosidad (en décimas) y t es el intervalo de tiempo.

3.4.2 El balance calórico en superficies de detritos rocosos.

3.4.2.1. El balance calórico.

Sin considerar pequeños componentes de energía, el balance calórico durante un período de tiempo en la superficie de detritos que cubren un glaciar de roca puede expresarse como:

$$R_N = G + \Delta S + H + L_E \quad \text{donde}$$

R_N es la radiación neta (onda corta y larga),

G es el flujo de calor en el suelo,

ΔS es el almacenamiento de calor en el suelo, reflejado en un cambio de temperatura

H es el flujo de calor sensible,

L_E es el flujo de calor latente.

3.4.2.2. La radiación neta.

La radiación neta es el flujo neto de calor radiante, y es igual a como se ha detallado en 3.4.1.1.

3.4.2.3. El flujo de calor en el suelo.

El flujo de calor en el suelo (G) es la conducción de energía en respuesta a la ocurrencia de una gradiente de temperatura en el suelo, vale decir:

$$G \approx -C \times (\partial T / \partial Z) \quad \text{donde}$$

∂T es la diferencia de temperatura (en grados °C o °K) entre dos profundidades (∂Z) expresadas en centímetros, y C es la conductividad térmica del material (en $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ o bien en $10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{ seg}^{-1}$), vale decir el flujo de calor en una cierta gradiente de temperatura (ver capítulo 7.1.2).

Si T_1 es la temperatura superior (en el nivel Z_1) y T_2 es la temperatura a la profundidad Z_2 el flujo de calor se puede escribir como:

$$G = -C \times ((T_1 - T_2) / (Z_2 - Z_1))$$



La expresión $\partial T / \partial Z$ es positiva cuando la temperatura disminuye con la profundidad en el suelo; por ello, se incluye el signo negativo para hacer G positivo cuando se transfiere calor hacia abajo. En la temporada de verano, la temperatura en la base del detrito rocoso es aquella del hielo, vale decir 0°C .

Como el detrito que cubre glaciares es muy permeable, y como C varía grandemente con su contenido de humedad, es conveniente considerar el comportamiento térmico según las condiciones apropiadas, por ejemplo: saturado, húmedo o seco, o combinación de los anteriores. Generalmente el material más fino de la cubierta de detritos se concentra en la base de esta, de manera que, en verano, al menos la base del detrito permanece húmeda o saturada. Los perfiles de la gradiente de temperatura en el detrito seco, durante el día, suelen tomar la forma de una curva con ajuste de mínimos cuadrados con expresiones como:

$$T = (h / 7,16)^{(1 / 1,16)}$$

donde T es la temperatura en $^{\circ}\text{C}$, y h es la altura en centímetros sobre la interfase hielo-detrito. Desde luego, esta curva debe establecerse para cada caso en particular, realizando las mediciones debidas.

3.4.2.4. El almacenamiento de calor en el suelo.

El cambio en el calor almacenado en un estrato del suelo entre la superficie $Z_1 = 0$ y una cierta profundidad Z_2 se expresa como:

$$\Delta S = -(G_2 - G_1) \approx -(\partial T / \partial Z) \times \Delta Z$$

donde G es positivo hacia abajo en el suelo.

El cambio neto de calor por unidad de tiempo $(\Delta Q / \Delta t)$ en $\text{J/s} = (\text{J m}^{-3} \text{ K}^{-1}) \times (\text{K s}^{-1}) \times (\text{m}^3)$ en el suelo se determina como:

$$\Delta Q / \Delta t = C \times (\partial T / \partial t) \approx C \times ((T_F - T_I) / (t_F - t_I)) \times V$$

donde T_F es la temperatura final en el tiempo t_F y T_I es la temperatura inicial en el tiempo t_I . Como el cambio en el calor almacenado (ΔS) por unidad de superficie es igual a la tasa neta de calor almacenado dividida por la superficie de suelo y como $V / A = \Delta Z$, se puede calcular ΔS como:

$$\Delta S = C \times ((T_F - T_I) / (t_F - t_I)) \times \Delta Z \quad \text{en } \text{W/m}^2$$

Si G_2 se mide y ΔS se calcula con la ecuación anterior, entonces G (que es igual a G_1 en la superficie) se calcula como:

$$G = G_1 = G_2 + \Delta S \quad (\text{ver Fig. 3.4.2.4-A})$$

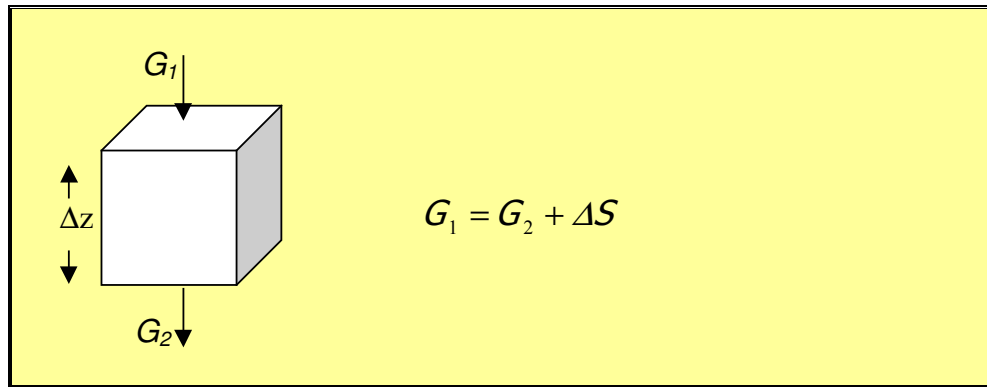


Fig. 3.4.2.4-A. Flujo y almacenamiento de calor en el suelo.

El flujo de calor es positivo hacia abajo. Cuando $\Delta S = -(G_2 - G_1)$ es positivo (ver Fig. 3.4.2.4-A), entonces más calor entra en la superficie que el que sale en la base, y el suelo se calienta, y viceversa. A modo de ejemplos ver Tabla 3.4.2.4-A.

Tabla 3.4.2.4-A. Ejemplos de flujos y almacenamiento de calor en el suelo.

Caso	G_1 (W/m ²)	G_2 (W/m ²)	$\Delta S = G_2 - G_1$ (W/m ²)	Condición
1	100	50	$-(50-100)=50$	El suelo se tempera
2	-100	-50	$-(-50-(-100))=-50$	El suelo se enfría
3	-50	10	$-(10-(-50))=-60$	El suelo se enfría
4	50	-10	$-(-10-50)=60$	El suelo se tempera

3.4.2.5. El flujo de calor sensible.

El flujo de calor sensible se expresa como:

$$H = \rho \times C_p \times (T_s - T_A) \times D_H \quad \text{donde}$$

- ρ = la densidad del aire en el sitio de la estación
- C_p = es la capacidad volumétrica de calor del aire (aproximadamente 1,01 J kg⁻¹ °K⁻¹)
- T_s = temperatura del aire en la superficie,
- T_A = temperatura del aire a la altura de referencia sobre el suelo (altura Z)
- D_H = es una función aerodinámica de transferencia, que puede estimarse como:

$$D_H = k^2 \times U \times (\ln(Z/Z_0))^{-2} \quad \text{donde}$$

- Z = altura de referencia,
- Z_0 = es el largo de rugosidad,
- k = constante de Kármán, aproximadamente 0,41 y
- U = velocidad del viento a la altura Z.

El largo de la rugosidad (Z_0) es un parámetro que mide la rugosidad del terreno desde el punto de vista del viento. Es la altura (en metros o centímetros) a la cual la velocidad del viento es igual a 0



cuando el perfil logarítmico de la gradiente del viento con la altura se extrapola a cero velocidad de viento. En realidad, el largo de la rugosidad se encuentra en el sub-nivel de rugosidad donde la velocidad del viento se desvía del perfil logarítmico. El parámetro de largo de la rugosidad representa el efecto bruto de la rugosidad cerca del suelo y, de manera muy aproximada, tiene un valor cercano a 0,1 veces la altura de los elementos de la rugosidad (en el detrito rocoso de glaciares la altura de los bloques y gravas del detrito sobre la base general del terreno que los circunda).

Otra manera de calcular el calor sensible es empleando un estándar seco adyacente. Como no tiene pérdida de energía debido a la evaporación, y como el largo de la rugosidad en el suelo adyacente natural se supone similar al del análisis, al igual que la temperatura del aire que se supone igual en todo el entorno, entonces:

$$H_{\text{SECO}} = R_{\text{NETA SECO}} - G_{\text{SECO}}$$

donde R es la radiación neta y G es el flujo calórico neto (ver más arriba). Entonces:

$$D_H = (R_{\text{NETA SECO}} - G_{\text{SECO}}) / (\rho \times C_p \times (T_{\text{AIRE SECO, EN LA SUPERFICIE}} - T_{\text{AIRE}}))$$

y

$$H = (R_{\text{NETA SECO}} - G_{\text{SECO}}) / ((T_{\text{AIRE EN LA SUPERFICIE}} - T_{\text{AIRE}}) / (T_{\text{AIRE SECO, EN LA SUPERFICIE}} - T_{\text{AIRE}}))$$

Para efectos prácticos, como en la temporada de verano el detrito rocoso en la superficie de un glaciar de roca se encuentra seco salvo los centímetros más inferiores en contacto con el hielo, la ecuación anterior se simplifica como:

$$H = R_{\text{NETA}} - G$$

3.4.2.6. El flujo de calor latente.

De manera similar a como se estimó el calor sensible en el subcapítulo anterior, el flujo de calor latente puede estimarse también empleando el símil de calor latente “seco” en un terreno adyacente cuyas características y las del aire son similares a aquellas del terreno que se está analizando. En este caso, si:

$$H = H_{\text{SECO}} \quad \text{entonces}$$

$$L_E = R_{\text{NETA}} - G - H_{\text{SECO}} \text{ o sea}$$

$$L_E = R_{\text{NETA}} - G - (R_{\text{NETA SECO}} - G_{\text{SECO}}) / ((T_{\text{AIRE EN LA SUPERFICIE}} - T_{\text{AIRE}}) / (T_{\text{AIRE SECO, EN LA SUPERFICIE}} - T_{\text{AIRE}}))$$

Para efectos prácticos, como en la temporada de verano el detrito rocoso en la superficie de un glaciar de roca se encuentra seco salvo los centímetros más inferiores en contacto con el hielo, la ecuación anterior resulta virtualmente igual a cero (la razón de las temperaturas es = 1, y las



diferencias de radiación neta y de flujo calórico son mínimas); vale decir, el flujo de calor latente es insignificante.

3.5 BALANCE HIDRICO.

3.5.1 La ecuación del balance hídrico en glaciares.

Los términos más importantes en la ecuación del balance de agua de glaciares pueden escribirse como sigue:

$$W_P + W_I + W_R + W_F + W_A = W_M \quad \text{donde}$$

- W_P es la precipitación en fase líquida,
- W_I es la condensación o evaporación de agua,
- W_R es la escorrentía de agua,
- W_F es el congelamiento del agua a hielo,
- W_A es el agua almacenada en el glaciar como agua intersticial en el hielo, como relleno de grietas y como lagunas supra-glaciares, y
- W_M es el cambio en el total de la masa de agua.

En la mayoría de los casos la ecuación de arriba puede simplificarse. Por ejemplo, en glaciares fríos o polares durante todo el año, o en glaciares sub-polares durante el invierno, virtualmente no existe agua. En glaciares temperados marítimos los únicos términos significativos son W_P y W_R .

En los glaciares y glaciares de roca de la cordillera del centro de Chile, ubicados en cotas elevadas, normalmente el único término relevante es W_R y en algunos glaciares el término W_A . Sin embargo, la muy ocasional precipitación líquida y templada en verano puede producir niveles freáticos altos en los glaciares y, además, afectar sus estabilidades.

3.5.2 Recopilación de datos.

Suelen no existir precipitaciones líquidas durante el verano en los glaciares de la cordillera del centro de Chile, ni durante el invierno en el Norte. En el Sur del país las precipitaciones ocurren durante todo el año. La forma de realizar observaciones de precipitaciones se han señalado en el manual de nivometría.

El agua almacenada en los glaciares puede determinarse en lagunas supra-glaciares, en grietas rellenas con agua, y registrando niveles freático en sondajes en los glaciares.

Si bien en la superficie de los glaciares de roca existen temperaturas negativas hacia finales del verano, no se produce congelamiento de agua en la interfase detrítico rocoso superficial con el techo del núcleo de hielo del glaciar. Por otra parte, las posibles tasas de evaporación del agua desde la superficie de hielo bajo el detrítico superficial, puede estimarse empleando tanques de evaporación y determinando la profundidad del detrítico superficial (suelen ser cero cuando el espesor de detrítico es cercano a 2 m).

Los glaciares originan una escorrentía producto del agua de fusión que de ellos emana (fusión en superficie, fusión del hielo bajo el detrito que cubre los glaciares de roca, y fusión del hielo en la base del glaciar). Es necesario evaluar esta escorrentía siempre que ello sea posible y según las condiciones del terreno aguas abajo del glaciar. La forma de hacerlo es con aforos directos, instalando vertedero y aforando en ellos e, idealmente, instalando limnigrafos.

El principio básico de los vertederos, como los vertederos en V de las figs. 3.5.2-A, B y C, es que la descarga esta directamente relacionada con la altura del agua (h) sobre el vértice en V. El diseño del vértice en V permite que pequeños cambios en la descarga afecten de manera perceptible la profundidad del flujo, permitiendo mediciones mas precisas que otros métodos, tales como los de vértices rectangulares.

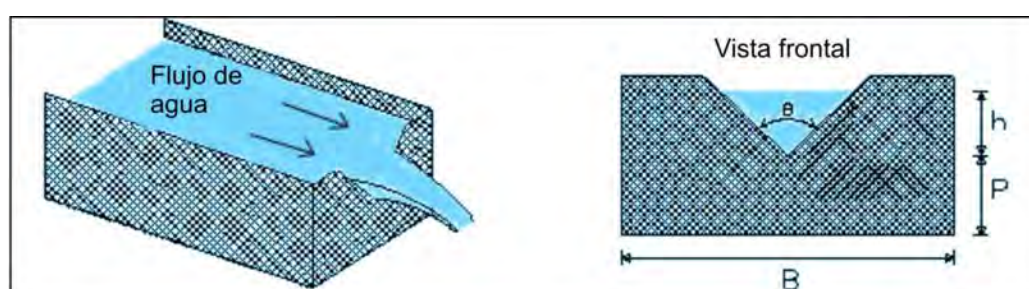


Fig. 3.5.2-A. Esquema de vertedero en V.



Fig. 3.5.2-B. Vertedero en V de 90°, simple, instalado en una descarga de glaciar en la cordillera del centro de Chile. La plancha con corte en V es de plexiglas; a la izquierda del corte una regla de plástico amarillo transparente, adherida a la plancha y con el 0 ajustado a la altura del ápice del corte, para leer altura del agua sobre el vértice



Fig. 3.5.2-C. Otra vista del vertedero en V de la fotografía anterior, mostrando la poza con un forro de plástico para reducir filtraciones.



Fig. 3.5.2-D. Vertedero en V instalado en una obra de hormigón, alcantarilla de camino bajo la descarga de un glaciar en la cordillera del centro de Chile. A la derecha del vertedero un limnógrafo con su flotador en el tambor de 200 litros. El técnico está leyendo la altura de agua en una regleta adherida a la plancha con el corte en V.

El cálculo para la descarga en los vertederos en V se ha uniformado. ISO (1980), ASTM (1993) y USBR (1997) sugieren el uso de la ecuación Kindsvater-Shen del USBR (1997), la que ajustada para m^3/s es:



$$Q = 2,362933 \times C \times \tan(\alpha/2) \times (h+k)^{(5/2)} \quad \text{donde}$$

Q	=	Caudal de descarga (m ³ /s)
C	=	Coefficiente de descarga
α	=	Ángulo del vértice (grados)
h	=	Altura medida (m) del agua por sobre el vértice de la V
k	=	Corrección de la altura medida (m)

Todas las referencias muestran curvas similares para C (coeficiente de descarga) y k (corrección de altura) versus el ángulo, pero siempre es conveniente aforar para determinar el coeficiente. Un ejemplo se muestra en la Fig. 3.5.2-B.

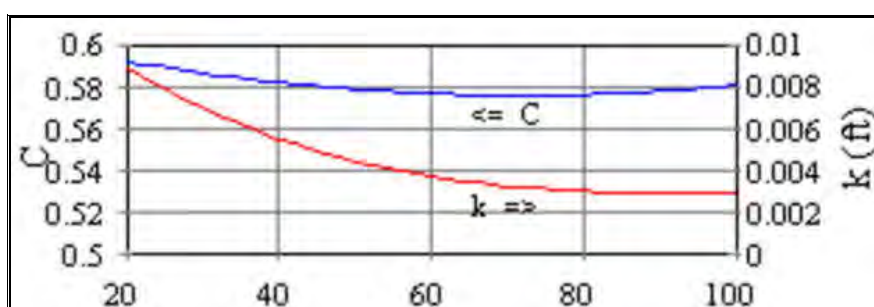


Fig. 3.5.2-B. Curvas de valores del coeficiente de descarga y de la corrección de altura para el cálculo de caudales en el vertedero en V de 90°.

3.5.3 Niveles freáticos en los glaciares.

Los glaciares temperados suelen ser buenos acuíferos; tienen porosidades del orden de 1% y producen agua por fusión del hielo.

En glaciares poco o no fracturados y con escasos drenes del agua superficial, suelen encontrarse niveles freáticos altos que, en ocasiones especiales, como con altas tasas de fusión, o eventos de lluvias cálidas, pueden alcanzar incluso la superficie. Existen pocos antecedentes de niveles freáticos en glaciares temperados, pero es posible suponer que en los meses de verano el volumen de glaciar saturado ocupa normalmente el 50% a 60% del volumen total del glaciar, mientras que en invierno el acuífero suele reducirse a aproximadamente el 15 a 20 % del volumen del glaciar.

En los glaciares de roca no perturbados, las bajas velocidades impiden el desarrollo de campos de grietas, mientras que el detrito superficial reduce la ablación y el desarrollo de relieves de fusión (molinos y embudos glaciares y otros). Por ello, en los glaciares de roca normalmente no existen drenes significativos, lo cual ayuda a mantener niveles freáticos medios a altos (ver Fig. 3.5.3-A), los que normalmente ocupan entre el 60 a 70% del volumen total de glaciar, pudiendo llegar en ocasiones especiales al 100%.

Mediciones ocasionales de niveles freáticos en algunos sondajes en glaciares muy activos (altas velocidades de desplazamiento y numerosas fracturas) mostraron una intensa variación de los niveles, con varios sondajes secos o con niveles muy bajos, mientras otros mostraban niveles de agua a



tan solo pocos metros bajo las superficies del hielo glaciar. En glaciares poco activos (bajas velocidades de desplazamiento, escasas fracturas), los niveles freáticos se encontraron relativamente altos.

La reducción de niveles freáticos en las masas de hielo, como ocurre en la temporada de invierno, es una condición que ayuda a reducir las velocidades de desplazamiento y a mejorar la estabilidad general de las masas glaciares al reducir también la presión de poros.



Fig. 3.5.3-A. Laguna en la superficie de un glaciar de roca. Superficie congelada a mediados de Marzo 2006.



4 DINAMICA DEL MOVIMIENTO DE GLACIARES.

4.1 LAS PROPIEDADES MECÁNICAS DEL HIELO.

4.1.1 Aspectos generales.

En su estado natural el hielo es casi siempre policristalino y la discusión que sigue en este capítulo siempre se referirá a él, a menos que expresamente se mencione a un cristal de hielo. El hielo policristalino normalmente contiene impurezas, como burbujas de aire, sales, polvo, materia orgánica, etc., las que se localizan en el contacto entre cristales y entre las placas de un cristal de hielo. Los cristales de hielo varían grandemente en sus dimensiones, y a menudo también en cuanto a la orientación de sus ejes cristalográficos. La mayoría del hielo natural exhibe algún grado de orden en la orientación de estas direcciones, más en las cubiertas de hielo sobre agua que en los glaciares, y donde menos se encuentra es en el hielo formado recientemente con la sinterización de la nieve. Debido a todos estos factores las propiedades físicas del hielo, y en particular las propiedades mecánicas, muestran una gran dispersión en los valores observados, incluso cuando se miden en muestras vecinas de grandes masas de hielo. Esta dispersión resulta de diferencias físicas reales entre las muestras, aunque en parte resultan de las imprecisiones propias de los métodos de medición.

Por lo anterior, valores de parámetros que sean representativos de una gran masa de hielo no pueden extraerse de una sola observación; es necesario aplicar técnicas estadísticas a una serie significativa de mediciones. Las mediciones de muestras únicas pueden ser poco representativas, esto es más común en el caso de muestras de hielo de mar que de agua dulce.

4.1.2 Reología del hielo.

4.1.2.1. Esfuerzo y deformación.

Reología es la ciencia de la deformación y flujo de los materiales. El hielo es un material complejo desde este punto de vista. Su anisotropía con respecto al eje cristalográfico c se ha mencionado previamente (ver Volumen I, Nieve y Nivometría) de manera repetida, pero la obviaremos momentáneamente y consideraremos al hielo como isotrópico. El hielo se describe generalmente como un sólido visco-elástico. Un sólido elástico es un material que se comporta según la ley de Hooke, vale decir que sufre una deformación proporcional al esfuerzo aplicado por unidad de área, y recupera totalmente su condición inicial cuando el esfuerzo cesa.

Tres tipos de esfuerzo pueden ser aplicados. La Fig. 4.1.2.1-A muestra un esfuerzo longitudinal (T) aplicado sobre un cilindro de hielo cuyas dimensiones originales son d y l . El esfuerzo σ_x es igual a T/A , donde A es el área de la sección del cilindro. Como resultado de la aplicación de este esfuerzo la longitud del cilindro se incrementa en una monto Δl y el diámetro se reduce en una cantidad Δd . Si el material es perfectamente elástico la deformación en el eje x (ϵ_x) es proporcional al esfuerzo aplicado, vale decir

$$\epsilon_x (= \Delta l / l) \propto \sigma_x \quad \text{o sea} \quad \sigma_x = E \epsilon_x$$

donde E se denomina como Módulo de Young del material. Experimentalmente se encuentra que la razón entre la deformación en el eje X y la deformación ϵ_y , a lo la de cualquier eje perpendicular a OX , es una constante.

$$\epsilon_y = \Delta d / d, \quad \epsilon_y / \epsilon_x = \mu$$

donde μ se denomina como la razón de Poisson.

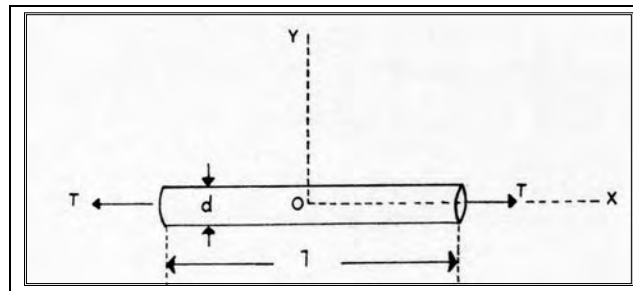


Fig. 4.1.2.1-A. Esfuerzo de tensión.

La Fig. 4.1.2.1-B ilustra un segundo tipo de deformación denominada deformación de corte (o de cizalle). El rectángulo de trazos indica un bloque de hielo no deformado, supuestamente adherido rígidamente al plano ZOX . Si se aplica una fuerza tangencial a la cara opuesta, se produce el esfuerzo de corte S (la razón entre la fuerza y el área de la cara). La reacción entre el soporte y el bloque de hielo produce tres otros esfuerzos de corte S que actúan en las otras tres caras del bloque como se muestra en la figura, para que permanezca en un equilibrio estático. El resultado del esfuerzo de corte es el de distorsionar la sección rectangular a una del tipo de paralelogramo, rotando dos caras en un ángulo θ . Este esfuerzo de corte se anota como $\epsilon_{xy} = \theta$, y según la Ley de Hooke

$$S \propto \epsilon_{xy} \quad \text{de donde} \quad S = n \theta$$

donde n se denomina módulo de rigidez, o módulo de corte.

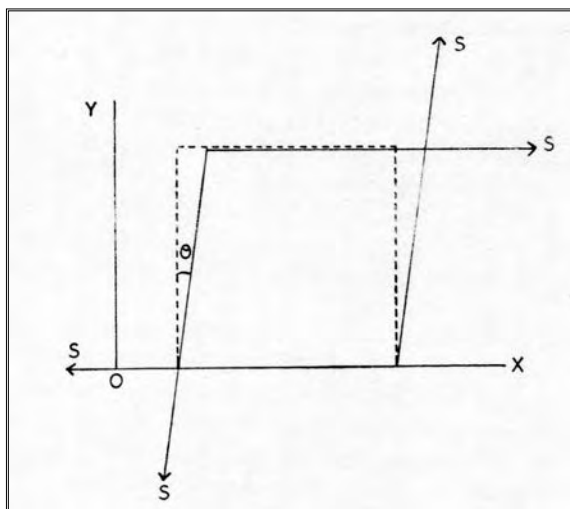


Fig. 4.1.2.1-B. Esfuerzo de corte.



El tercer y último tipo de deformación es en pura compresión (o su opuesto, pura dilatación), como la que sufre un pequeño trozo de hielo inmerso en un fluido. Si la presión es p y la reducción del volumen V es ΔV , entonces

$$P = k (\Delta V / V)$$

y k se denomina módulo de volumen.

De los cuatro parámetros elásticos arriba definidos, en un sólido elástico isotrópico solo dos son independientes, puesto que

$$n = E / (2 (1 + \mu)) \quad \text{y} \quad k = E / (3 (1 - 2\mu))$$

El comportamiento reológico de un material puede describirse, al menos parcialmente, por su curva esfuerzo-deformación. Si se aplica a un bloque de hielo cualquiera de los esfuerzos arriba señalados, se mide la deformación y se grafica el resultado, la primera parte de este gráfico es lineal. Esta es la región elástica donde el material se comporta según la Ley de Hooke. Pero, más allá de un límite de esfuerzo, llamado el límite elástico, la deformación aumenta más rápidamente que el esfuerzo. Esta se llama la región plástica y se caracteriza porque la deformación no es lineal y porque el material no retorna a su forma y tamaño inicial una vez que el esfuerzo cesa. Ningún material es perfectamente elástico; solo lo son a deformaciones pequeñas. El rango de esfuerzos en los cuales un material es elástico, la extensión de la región plástica, y el esfuerzo último (o límite) con el cual se rompe, todos varían ampliamente entre diferentes sustancias. Para el hielo se debe especificar la tasa de aplicación del esfuerzo; si el esfuerzo se aplica rápidamente y por un corto período de tiempo, su rango elástico es bastante grande y el rango plástico es pequeño, vale decir, esfuerzos poco superiores al límite elástico conducen a fracturas.

Debido a la estructura cristalina hexagonal muy simétrica del hielo, sus cristales poseen cinco parámetros elásticos independientes, al contrario de los dos para materiales isotrópicos y de los 21 para materiales cristalinos triclinicos.

Si los cristales en un fragmento de hielo son pequeños y orientados aleatoriamente, las propiedades del hielo serán isotrópicas en una escala macroscópica. Vale decir, mediciones en muestras grandes comparadas con el tamaño de los cristales no exhibirán anisotropía. En cubiertas de hielo, los cristales se disponen con un alto grado de simetría con respecto a las direcciones de congelamiento (habitualmente con respecto a la vertical), y se producen dos situaciones: aquella en la que la dirección vertical es la orientación de los ejes c de los cristales, y aquella en que la vertical es normal a las orientaciones aleatorias del eje c . Por esto, existe la posibilidad de 4 juegos de parámetros elásticos E y μ en el hielo policristalino de tipos ordenados:

- a) Paralelo al eje c y la dirección de congelamiento,
- b) Transversal al eje c y la dirección de congelamiento,
- c) Paralelo a la dirección de congelamiento y transversal a un juego aleatorio de ejes c ,
- d) Transversal a la dirección de congelamiento y en el plano de ejes c aleatorios.



Por la misma razón, puede presumirse que las resistencias últimas del hielo policristalino tengan cuatro juegos de valores. Hay evidencias de estas diferencias, aunque relativamente pequeñas.

4.1.2.2. Materiales viscosos y la ley de flujo del hielo.

Si un esfuerzo de corte se aplica continuamente a una sustancia, y el resultado es una deformación de corte que se incrementa continuamente, el material se denomina viscoso. Materiales viscosos son todos los líquidos y gases, y algunos sólidos, entre estos el hielo. Debe diferenciarse entre flujo viscoso y flujo plástico, dependiendo esto de si es necesario aplicar un esfuerzo de corte mínimo para iniciar el flujo del material. Si σ y ϵ son los esfuerzos y deformación de corte, la ecuación que los define son:

$$\text{para flujo puramente viscoso} \quad d\epsilon / dt = \int(\sigma) \quad (\text{ecuación 10})$$

$$\text{para flujo plástico} \quad d\epsilon / dt = \int(\sigma - \sigma_0) \quad (\text{ecuación 11})$$

donde σ_0 es el esfuerzo límite necesario para iniciar el flujo, vale decir el límite elástico para un desplazamiento en corte. Para el hielo, σ_0 es lo suficientemente pequeño como para que sea comúnmente ignorado, de manera que la respuesta del hielo a esfuerzos continuos se considera como puramente viscosa.

La forma de la función del esfuerzo que debe usarse en la ecuación (10) varía considerablemente entre diferentes materiales, y para ciertos materiales $\int(\sigma)$ puede ser una complicada función dependiente del esfuerzo, la temperatura y el tiempo. El caso más simple es el de un fluido Newtoniano que satisface la ecuación lineal

$$\sigma = \eta (dv / dy) \quad (\text{ecuación 12})$$

donde η es el coeficiente de viscosidad y dv/dy es el gradiente de velocidad transversal a la dirección de flujo. Haciendo referencia a la Fig. 4.1.2-B, si estratos de hielo paralelos a ZOX tienen un gradiente de velocidad dv/dy , estratos en $y + dy$ y en y sufrirán un deslizamiento relativo de

$$[(dv / dy) dy dt \text{ en el tiempo } dt]$$

Dividiendo esto por dy se obtiene el incremento de la deformación

$$d\epsilon = (dv / dy) dt$$

de manera que la ecuación 12 puede escribirse

$$\dot{\epsilon} = d\epsilon / dt = \sigma / \eta \quad (\text{ecuación 13})$$

siendo $\dot{\epsilon}$ la tasa final de deformación uniforme.

Ç



La mayoría de las mediciones de las propiedades de flujo del hielo han sido hechas observando la variación con el tiempo de la deformación de una muestra de hielo sometida a esfuerzo de compresión, tensión o de flexura. A menos que el esfuerzo aplicado sea homogéneo, la interpretación de los resultados es difícil y el valor de los ensayos de flexura es limitado. El gráfico de la deformación (ϵ) con el tiempo para un esfuerzo (σ) constante se denomina *curva de reptación*. La típica curva de reptación muestra una inicialmente gran tasa de deformación, la que decrece rápidamente a un valor constante, aunque a esfuerzos más grandes el comportamiento puede resultar complejo con la tasa de deformación incrementando nuevamente tras su caída inicial, antes de continuar a un valor uniforme. La mayoría de los experimentos han sido hechos sustituyendo la tasa final de deformación uniforme ($\epsilon\bullet$) en la ecuación 13 para así obtener la viscosidad del hielo. Sin embargo, basta observar que los resultados varían desde 0,002 a 2200 (en unidades de 10^{12} poises) para concluir que el hielo es un material no Newtoniano.

Una ecuación más realista del tipo de flujo del hielo es

$$d\epsilon / dt = A \sigma^n \quad \text{o} \quad \epsilon\bullet = k\sigma^n \quad (\text{ecuación 14})$$

donde n es un índice empírico y A es un parámetro que depende de la temperatura. Resultados ampliamente aceptados, de laboratorio y en glaciares, son aquellos de Glen (1958) según quien n es igual o cercano a 3,1 para esfuerzos en el rango de 1 a 10 kg/cm² y $k = 0,17$. Esta ecuación suele concordar bastante bien con las curvas de reptación, excepto para la reptación inicial transiente, y para un efecto transiente observado cuando el esfuerzo cesa o se reduce abruptamente. Cuando esto ocurre, el hielo exhibe una recuperación de la deformación (comportamiento cuasi-elástico) durante un período de tiempo. Glen informa que el parámetro k de la ecuación 14 se reduce por un factor de aproximadamente 6 en el intervalo de temperatura de -1° a -10°C .

En glaciares temperados, con la temperatura de fusión del hielo definida por la presión (esencialmente 0°C) y con σ raramente excediendo a 1 bar, n debiera ser mas bien constante. Los valores que parecen mejor representar el flujo de hielo en glaciares templados son:

$$\epsilon\bullet = 0,164 \sigma^3$$

La compleja deformación de materiales plásticos puede tipificarse por una curva esfuerzo-deformación idealizada, suponiendo que la deformación plástica comienza en un valor de k bien definido del esfuerzo de corte, el cual permanece constante a este valor en la deformación subsiguiente (ver Fig. 4.1.2.2-A). Una deformación de este tipo no toma en consideración la reptación, ya que esta es independiente del tiempo. El verdadero comportamiento de un sólido cristalino cuando se le aplica esta fuerza es, inicialmente, una rápida deformación, pasando a una rápida desaceleración del flujo, cuya tasa converge asintóticamente a un valor más o menos constante

El hielo prácticamente no sufre deformación permanente antes que el esfuerzo de corte alcance un valor crítico bien definido. En un estrecho intervalo del esfuerzo, la tasa de deformación se incrementa desde 0 hasta un valor muy alto.

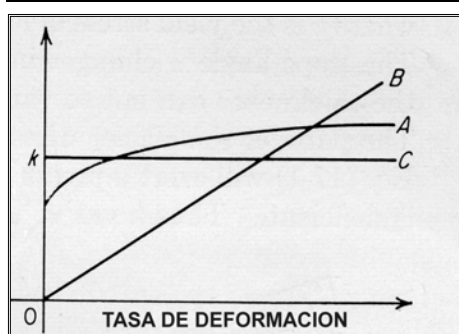


Fig. 4.1.2.2-A. Relación entre el esfuerzo de corte aplicado y la tasa de deformación: A = hielo, B = líquido Newtoniano (viscosidad constante), C = cuerpo perfectamente plástico.

En resumen, el hielo es un material visco-elástico con una ley de flujo no-lineal. Cuando se aplica un esfuerzo a un cristal de hielo, este sufre una deformación de corte de tipo plástica paralela al plano basal del cristal, el que es perpendicular al eje óptico c . En otras direcciones, el esfuerzo necesario para producir una deformación de corte plástica, es mucho mayor. Cuando hielo policristalino se somete a un esfuerzo, inmediatamente se deforma de manera elástica, a continuación se deforma por una reptación transiente, y finalmente por un flujo viscoso uniforme denominado reptación secundaria. A esfuerzos muy altos, en exceso de 400 kPa, la curva de reptación se acelera en lo que se denomina reptación terciaria. Varios procesos físicos son los responsables de estas deformaciones: movimientos de dislocación entre o en los granos, deslizamiento a lo largo de los límites de los granos, y recrystalización. La tasa de reptación (o deformación) secundaria uniforme, en todos sus componentes, se escribe actualmente como

$$d\varepsilon / dt = A \sigma^n e^{-Q/kT}$$

donde A es una constante dependiente de la temperatura, Q es la energía de activación para la reptación, n es un exponente no lineal, k es la constante de Boltzmann, y T es la temperatura absoluta. Los valores de A , Q y n dependen en cierto grado del tamaño de grano, la orientación y distribución de los granos, y del contenido de impurezas del hielo policristalino. A temperaturas entre 0°C y -10°C , y para esfuerzos entre 100 y 250 kPa, $A = 5 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1} \text{ kPa}^{-3}$, $Q = 139 \text{ kJ mol}^{-1}$, y $n = 3$ (variando desde 1,9 a 4). A esfuerzos menores que 100 kPa, $n = 2$.

4.1.2.3. Modelos reológicos para el hielo.

La combinación de las propiedades elásticas y viscosas del hielo pueden ser representadas de manera bastante aproximadas por la unidad Maxwell del modelo mecánico de la Fig. 4.1.2.3-A (la unidad con el resorte y pistón en línea). Si, como es lo usual, el comportamiento del pistón se asume lineal, en el cual la velocidad del pistón es proporcional a la fuerza aplicada (lo que corresponde a una deformación proporcional al esfuerzo), la discusión expuesta en el subcapítulo anterior no es un muy buen modelo mecánico. Sin embargo, es útil al proporcionar una indicación cualitativa de la respuesta del hielo a esfuerzos que varían con el tiempo de diferentes maneras. Si a una unidad Maxwell se le aplica un esfuerzo de corte que varía sinusoidalmente, $\sigma = \sigma_0 \sin \omega t$, y si ε_E , ε_V y ε_T son las deformaciones elástica, viscosa y total respectivamente, entonces

$$n\varepsilon_E = \sigma \quad \text{y} \quad \eta (d\varepsilon_V / dt) = \sigma$$

$$\varepsilon_T = \varepsilon_E + \varepsilon_V$$

$$(d\varepsilon_T / dt) = (d\varepsilon_E / dt) + (d\varepsilon_V / dt) = ((1/n) \times (d\sigma / dt)) + ((1/\eta) \times \sigma$$

$$(d\varepsilon_T / dt) = ((\omega \sigma_0 / n) \cos \omega t) + (\sigma_0 / \eta) \times \sin \omega t$$

De manera que, integrando,

$$\varepsilon_T = ((\sigma_0 / n) \sin \omega t) - (\sigma_0 / \omega \eta) \times \cos \omega t + A$$

donde A es una constante de integración que debe ser evaluada de las condiciones iniciales de cero deformación, vale decir, de $\varepsilon_T = 0$ para $t = 0$ y $A = (\sigma_0 / (\omega \eta))$. Entonces

$$\varepsilon_T = ((\sigma_0 / n) \sin \omega t) + (\sigma_0 / \omega \eta) \times (1 - \cos \omega t)$$

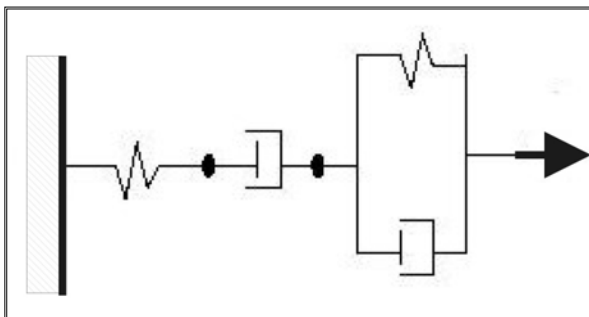


Fig. 4.1.2.3-A. Esquema del modelo reológico para el hielo. Esfuerzo (σ) aplicado en la dirección de la flecha. Combina, en serie, una unidad mecánica Maxwell (resorte y luego pistón, en línea), con una unidad Voigt (resorte y pistón en paralelo).

Así, si $\omega > n / \eta$ el primer término predomina y la deformación es casi enteramente elástica. Para hielo puro un valor razonable de n es $2,5 \times 10^{10}$ dinas / cm². Como se ha visto más arriba, un solo valor de viscosidad tiene poco sentido ya que el flujo viscosos del hielo no es lineal, pero un valor de $\eta = 10^{10}$ poises probablemente se encuentra en el orden correcto de magnitud para temperaturas cercanas a -5°C y esfuerzos de aproximadamente 1 kg/cm^2 . Vale decir, si $\omega > 2,5$ radianes por segundo la deformación es esencialmente elástica. Esta frecuencia angular corresponde a la frecuencia de $2,5 / 2\pi = 0,4$ ciclos por segundo, de manera que es posible concluir que cualquier fuerza periódica con un período inferior a 1 segundo, o cualquier fuerza uniforme que se ejerce por tiempos de este orden, resultarán en deformaciones elásticas del hielo. Si bien este análisis ha sido hecho con respecto a esfuerzos de corte, en realidad cualquier esfuerzo aplicado de manera continua a hielo policristalino resultará comúnmente en un flujo viscoso, de manera que esta conclusión puede aplicarse a cualquier esfuerzo, ya sea de tensión, compresión o flexural, como también de corte.

Es posible emplear un modelo reológico más elaborado para el análisis del comportamiento viscoso del hielo, como el de unir en serie una unidad Maxwell con una unidad Voigt (ver Fig. 4.1.2.3-A) y requiere el empleo de dos parámetros elásticos y dos viscosidades para describir el hielo; se ha utilizado para describir el hielo de mar.



4.1.3 La resistencia última del hielo de agua dulce.

Debido a las propiedades de flujo del hielo descritas en el subcapítulo anterior, el esfuerzo bajo el cual una muestra de hielo se quiebra o fractura depende, en cierto grado, de la tasa a la cual se aplica la carga. Mediciones de la variación de la resistencia última a la tensión con respecto a la tasa de aplicación del esfuerzo, muestran que la resistencia a la tensión se hace independiente de la tasa de carga cuando las tasas son mayores que $0,5 \text{ kg/cm}^2$. Considerando que la resistencia a la tensión es aproximadamente $15 \text{ a } 20 \text{ kg/cm}^2$ esto significa que los ensayos de resistencia deben completarse hasta la fractura en menos de 30 segundos. La mayoría de los valores que se mencionan como resistencia se refieren a este tipo de ensayo con carga rápida.

La mayoría de las mediciones de resistencia del hielo de agua dulce han sido hechas en pequeños cilindros o barras rectangulares de pequeña sección, con el hielo a temperatura uniforme. En cualquier serie de ensayos realizados por un observador corrientemente se encuentra que la resistencia se incrementa ligeramente en la medida que la temperatura del hielo disminuye, y que en muestras cortadas desde una cubierta de hielo, y con una estructura compuesta mayormente de un arreglo como de cilindros verticales, la resistencia es mayor para esfuerzos transversales al eje de los cilindros que para esfuerzos paralelos a ellos. Estas diferencias son pequeñas comparadas con aquellas entre diferentes observadores, o entre resultados de un observador en hielos cortados desde cubiertas de diferentes lagos. El tamaño y forma de las muestras tiene, definitivamente, una influencia en los resultados obtenidos. Corrientemente, valores de resistencia más altos se obtienen desde muestras de hielo menores, y esto se interpreta como señalando que el hielo falla debido a desórdenes o fallas en la estructura. Considerando que estos desórdenes se distribuirán estadísticamente en el hielo y serán variados en cuanto a sus debilidades mecánicas, cuanto mayor el tamaño de la muestra tanto mayor es la posibilidad de encontrar una debilidad. Con estas aclaraciones previas, los valores de la Tabla 4.1.3-A deben tomarse como representativos de la resistencia última del hielo de agua dulce. Ellas deben ser consideradas como aplicables a muestras de hielo cuyas dimensiones mínimas son de 5 cm, y a una temperatura de -5°C . Debe enfatizarse que cualquier medida en una muestra individual de hielo puede, fácilmente, resultar en valores mayores o menores que los que se indican en la tabla, por factores de dos o tres. Los valores indicados no son, siquiera, consistentes teóricamente. Cuando una viga de hielo falla en torsión, se esperaría que la ruptura debiera ocurrir en tensión en la superficie que se extiende, pero la mayoría de las observaciones informan que el hielo es mas fuerte en flexión que en tensión pura.

Tabla 4.1.3-A. Resistencia última del hielo de agua dulce.

Tipo de esfuerzo	Resistencia
Tensión	15
Compresión	35
Corte	7
Flexión (doblez)	17

Los resultados de pruebas de resistencia del hielo, a pequeña escala y a temperatura uniforme son de valor limitado en cuanto a su aplicación a la capacidad de soporte de carga de una cubierta de hielo, que es una de las más importantes propiedades prácticas de resistencia del hielo. Cubiertas de hielo en ríos, lagos y océanos son empleadas como plataformas para el tránsito de vehículos, como pistas de aterrizaje de aviones, para almacenamiento de pulpa de madera, y otros usos. El problema de evaluar la resistencia de estas cubiertas de hielo es más complejo. Ante cargas breves en el tiempo el



hielo se comporta elásticamente, pero si está a temperatura uniforme se producen grandes esfuerzos que se desarrollan en el estrato más cálido, el más cercano al agua.

La resistencia media del hielo a la flexión es del orden de 17 a 18 k/gcm², pero con una gran dispersión de valores que van desde 1,5 a 39,1 kg/cm². No parece existir variaciones significativas de la resistencia del hielo, siempre que este se encuentre bajo los -2°C. Otros factores que influyen en la variabilidad son, por ejemplo, tamaño de cristales, enlaces entre cristales, burbujas de aire, y otros.

4.1.4 Parámetros elásticos del hielo.

Los resultados de numerosas observaciones realizadas para calcular el módulo elástico del hielo muestran una gran dispersión de valores, mayores que un orden de magnitud. Valores reproducibles se producen en ensayos dinámicos, la mayoría de ellos del tipo sónico o sísmico, pero no es seguro que los valores de E y de μ sean válidos para cargas estáticas, aún evitando la complicación del flujo plástico.

En ensayos sónicos y sísmicos, lo que se mide es corrientemente la velocidad de propagación de varios tipos de ondas. Si la muestra tiene la forma de un cilindro cuya longitud es grande comparada con su diámetro, la velocidad (C_L) de la onda de compresión es

$$C_L = \sqrt{(E / \rho)}$$

donde ρ es la densidad. Cuando se mide esta velocidad, se obtiene el valor del Módulo de Young. Pero, normalmente el hielo no posee esta forma, y las velocidades que se miden son aquellas de la onda P (u onda sísmica compresional C_B) y la onda S (u onda de corte C_S). La ecuación para la velocidad de estas dos ondas es

$$C_B = C_L \sqrt{((1 - \mu) / ((1 + \mu) \times (1 - 2\mu)))} \quad \text{y}$$

$$C_S = \sqrt{(n / \rho)} = C_L \sqrt{(1 / 2(1 + \mu))}$$

Las dos velocidades deben medirse para obtener los valores de E y de μ . Varios otros tipos de ondas se han utilizado para determinar los parámetros elásticos del hielo, como ondas de torsión, las ondas Rayleigh de superficie, y ondas de flexión.

En hielo de agua dulce, los parámetros elásticos mejor medidos son aquellos en que se han empleado las ondas C_B y C_S . A -15°C los resultados son $E = 9,8 \times 10^{10}$ dinas/cm² ($= 1,0 \times 10^5$ kg/cm²) y $\mu = 0,33$. Otros resultados confiables son: $E = 9,29$ a $10,90 \times 10^{10}$ dinas/cm² con temperaturas de -9°C a -35°C respectivamente.

En hielo de mar, el valor del Módulo de Young varía de 1,5 a $9,1 \times 10^{10}$ dinas/cm². En general, el módulo parece variar linealmente con la siguiente ecuación

$$E = (10,00 - 0,0351 \nu) \times 10^{10} \text{ dinas/cm}^2$$



Donde ν es la salinidad en ‰ con variación desde 0 a 85. El valor de μ parece ser independiente de la salinidad y temperatura, y es 0,295.

4.1.5 La fricción.

La fricción entre el hielo y la mayoría de los materiales es baja, y al medirla con variadas cargas y temperatura los resultados son complicados, puesto que se “violan” la mayoría de las leyes ordinaria de la fricción. Para grandes cargas el coeficiente de fricción no es independiente de la carga, sino que se reduce rápidamente en la medida que la carga se incrementa, en particular cerca del punto de congelamiento. Para cargas pequeñas el coeficiente de fricción es independiente de la fuerza normal. El tamaño de la fuerza friccional varía con la temperatura, con el coeficiente de fricción estática incrementando tres o cuatro ordenes de magnitud entre -1°C y -25°C . Finalmente, el coeficiente de fricción kinética es bastante menor que el estático. A modo de ejemplo, un patín de aluminio en hielo a -10°C tiene un coeficiente de fricción estática de 0,38, el coeficiente de fricción kinética es de 0,34 a velocidad de 3 cm/seg y es 0,04 a velocidad de 5 m/seg.

Hay diversas teorías para explicar la baja resistencia friccional del hielo y la nieve. La más antigua (Joly, 1886, Bowden, 1953) y común es aquella de la fusión por el calor de fricción que genera la presión, produciéndose una película de agua que actúa como lubricante. Otra teoría (McConica, 1950), propone la existencia de una película de vapor de agua actuando como lubricante y producido por el calor de fricción. Niven (1959) atribuye la baja fricción a la rotación molecular en la superficie del cristal de hielo, lo cual se facilitaría porque la molécula H_2O en su superficie no posee un juego completo de enlaces de hidrógeno que la amarren en su lugar, lo cual permite la rotación sobre un enlace.

4.2 MODELOS DE FLUJO GLACIAR.

4.2.1 Placa de hielo en un plano inclinado.

La discusión en los sub-capítulos anteriores se refiere exclusivamente a los casos de esfuerzos puros simples de tensión, compresión, o corte aplicados a masas de hielo. Sin embargo, cualquier situación de esfuerzo equivale a la superposición de puro esfuerzo de corte y una carga hidrostática. Al menos que la presión sea muy alta, que no es el caso en glaciares, una presión hidrostática no tiene influencia en la deformación plástica, de manera que la ocurrencia de flujo plástico es determinado enteramente por el esfuerzo de corte.

Consideremos una placa de hielo asentada en un plano inclinado (ver Fig. 4.2.1-A), y supuestamente congelada a la pendiente de modo que no pueda deslizarse sino solo por una deformación interna de tipo de corte plástico, como es el caso de un glaciar descansando sobre una base rocosa rugosa. El mayor esfuerzo de corte se produce en el estrato basal; para que ocurra un lento movimiento pendiente abajo, el espesor t de la placa es definido por

$$k = t \rho g \sin \alpha \quad \text{ecuación 4.2.1-A}$$



donde k es el esfuerzo de fatiga del hielo en corte y ρ es la masa por unidad de volumen (la densidad). El ángulo α de la pendiente en un glaciar real cambia de un punto a otro, y el espesor t no puede satisfacer la ecuación 4.2.1-A en todos los puntos. Las partes del glaciar cuyos espesores son mayores que aquellos requeridos por la ecuación 4.2.1-A ejercerán una presión, o tensión, sobre las partes de espesor deficiente.

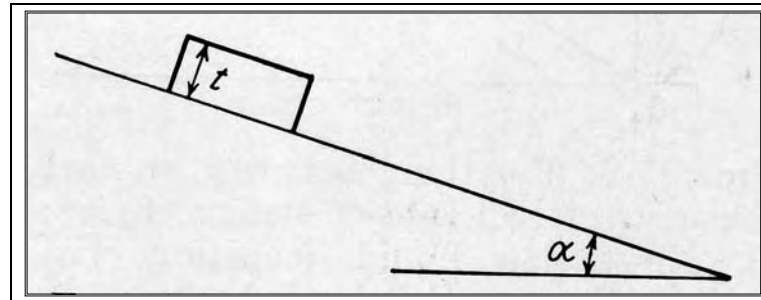


Fig. 4.2.1-A. Placa de hielo sobre un plano inclinado.

Así, se produce una variable presión (o tensión) longitudinal, la que mantiene al glaciar en movimiento. Si tras una alta gradiente continúa un largo tramo de baja pendiente, la fuerza longitudinal necesaria para empujar el glaciar en esa porción de terreno de baja gradiente puede ser tan grande que excede la resistencia del hielo a la compresión longitudinal, en cuyo caso se produce una compresión longitudinal del glaciar y un aumento de su espesor hasta que pueda transmitir la fuerza longitudinal sin exceder el esfuerzo límite del hielo. Esta fuerza longitudinal parece explicar que el hielo pueda fluir, en pequeños tramos de poca pendiente del terreno, pendiente arriba.

4.2.2 Casquete de hielo en equilibrio.

Tomando como ejemplo una delgada columna de hielo parada sobre un plano horizontal, si K es el esfuerzo de fatiga del hielo en compresión (aproximadamente dos veces la fatiga del hielo en corte ($K \approx 2k$)), y el espesor del hielo excede el valor de h determinado por

$$K = \rho gh \quad \text{ecuación 4.2.2-A}$$

se produce una fatiga plástica en la base de la columna y el hielo se exprime lateralmente hasta que la columna de hielo se reduzca hasta que h cumpla con la ecuación 4.2.2-A. El valor de K se encuentra entre 1 y 3 bares, de manera que la altura crítica de la columna de hielo sería entre 10 a 30 m (se acepta que el valor más habitual es del orden de 15 m). Esta es, entre otras, la razón por la cual las grietas en el hielo raramente exceden de 30 m de profundidad. Si el modelo de la columna de hielo se amplía de manera que una de las dos dimensiones horizontales es infinita, el esfuerzo y la altura crítica no cambian en más de aproximadamente 15%.

Las condiciones cambian si el bloque de hielo, de una altura h que excede aquella de la ecuación 4.2.2-A, no es una columna sino una placa de hielo cuya dimensión horizontal es comparable con, o mayor que, la altura h . En este caso a la extrusión plástica de un estrato basal se opone el esfuerzo de corte que actúa entre ese estrato y la base horizontal, como también por la parte superior no plástica del bloque. Si se asume que, como en el caso de una delgada columna de hielo, la deformación

plástica consiste en la extrusión del estrato de hielo en la base de la placa, este proceso sería confrontado por el esfuerzo de corte que actúa contra la extrusión, entre el estrato basal y la base horizontal, y entre el estrato basal y el supuesto bloque rígido superior. Para superar estas fuerzas, la presión que ejerce el bloque rígido superior debe ser bastante más alta que la fatiga del hielo en compresión. En realidad no es posible que exista extrusión de un estrato inferior de hielo cuando la extensión de la placa es mucho mayor que su altura. En este caso, el flujo plástico se extiende por todo el volumen de hielo, y es simple estimar (de manera sencilla) la altura h en el centro del casquete de hielo necesaria para producir flujo en todo su volumen. La Fig. 4.2.2-A representa una sección por un casquete de hielo, que se asume es un largo cordón (perpendicular al plano de la página).

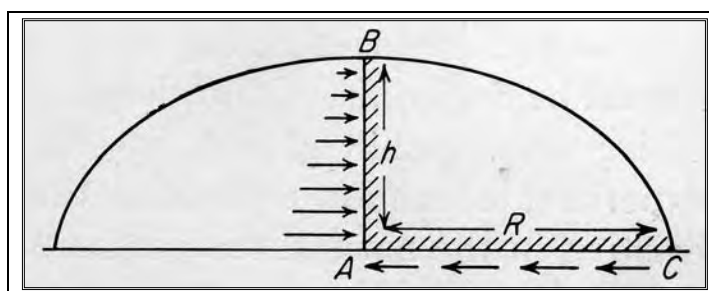


Fig. 4.2.2-A. Corte transversal por un casquete de hielo.

En el plano AB de la Fig. 4.2.2-A no existe esfuerzo de corte, y la fuerza total a través del plano AB por unidad de longitud del casquete es $\frac{1}{2} \rho g h^2$. La única otra fuerza horizontal en el plano AB es aquella debida al esfuerzo de corte que actúa en el plano AC, el cual, en equilibrio plástico, es aproximadamente igual al esfuerzo de fatiga k del hielo en corte. Entonces, y como ABC esta en equilibrio

$$\frac{1}{2} \rho g h^2 = k R$$

donde $R = AC$ = la mitad del ancho del cordón de hielo y k es aproximadamente 1 bar.

A modo de ejemplo, para el casquete de hielo de Groenlandia, con $R = 6 \times 10^7$ cm, el valor de h en el centro del casquete es de $3,7 \times 10^5$ cm, un correcto orden de magnitud (la altura real es de 3,3 km). El cálculo es

$$h = \sqrt{((2 \times k \times R) / (\rho g))} = \sqrt{((2 \times 10^6 \times 6 \times 10^7) / (0,9 \times 981))} = 3,6867 \times 10^5$$

Si la superficie del terreno se eleva ligeramente hacia el interior, el efecto de la pendiente (ecuación 4.2.1-A) influye además del efecto de extensión determinado por la ecuación 4.2.2-A.

4.2.3 Modelo de flujo de un glaciar.

4.2.3.1. Aspectos generales.

En un glaciar, blanco o de roca, existe un permanente flujo de masa (hielo y detritos) desde la cabecera hacia el frente, y se le puede dividir en dos zonas de acuerdo a los procesos físicos que



predominan. En la primera sección superior, o "Zona de Acumulación", existe una permanente alimentación de nieve (que se transforma en hielo) y detritos, y en general la masa transita aumentando su espesor y velocidad hasta la denominada "Línea de Equilibrio", línea imaginaria que la separa de la "Zona de Ablación", en la cual predominan los procesos de pérdida de masa (esencialmente derretimiento del hielo), con una consecuente disminución paulatina del espesor del glaciar y su velocidad de desplazamiento.

Si un glaciar es temperado, es decir, el hielo que lo constituye se encuentra a 0 °C, existe en él una importante presencia de agua que, escurriendo por la base del glaciar, facilita su deslizamiento. Esto hace que, al analizar velocidades de desplazamiento de un punto en el glaciar, sea preciso evaluar en el desplazamiento total del punto, una velocidad de deformación del hielo y, además, una velocidad de deslizamiento en la base del glaciar.

Un modelo de flujo de un glaciar suele estar estructurado en base a dos submodelos:

- ❖ Modelo multi-capas de deformación del hielo en el glaciar.
- ❖ Modelo de desplazamiento y alimentación-ablación.

El modelo de deformación del hielo opera analizando una columna unitaria del glaciar (con variadas proporciones de hielo y detrito, y eventualmente una sobrecarga en el caso de glaciares de roca), y determina la velocidad de desplazamiento de la superficie del glaciar, sumando los componentes de velocidad basal (o deslizamiento) y la deformación total del hielo presente en la columna. El modelo de desplazamiento y alimentación-ablación determina la posición en el tiempo de la sección analizada, así como los cambios que sufre por pérdidas de hielo debidas principalmente al derretimiento superficial y basal.

Ambos modelos funcionan en serie. De esta manera, operando a una escala de tiempo anual, se obtienen las condiciones iniciales y finales de velocidad, desplazamiento, pérdidas de masa y espesor de las diferentes capas constituyentes del glaciar, a través de un análisis periódico de una columna con una estratigrafía representativa del glaciar, que va cambiando a medida que avanza aguas abajo.

4.2.3.2. Esquema general de operación de un modelo.

La operación de un modelo de flujo glaciar consta de varios procesos matemáticos relativamente complejos que se pueden agrupar en procedimientos básicos, los que se ilustran en el esquema de la Figura 4.2.3.2-A, donde se mencionan, además y en forma global, las tareas que deben ser realizadas en cada procedimiento.

4.2.3.3. Modelo multi-capas de deformación del hielo.

El objetivo de un modelo de deformación del hielo es obtener una velocidad de desplazamiento de una sección de un glaciar a partir de información estratigráfica gruesa que indique, principalmente, la proporción de hielo y detritos a las distintas profundidades. Este modelo puede subdividir internamente los diferentes estratos de un glaciar, cada uno con su proporción de hielo y detritos, de acuerdo a un espesor dado, y considera estas "capas" así creadas, en forma independiente.

Cada capa, con su contenido de hielo, se deformará de acuerdo al esfuerzo de corte al que esté sometida, que equivale a la componente del peso de toda la columna sobre la capa (Fig. 4.2.3.3-A).

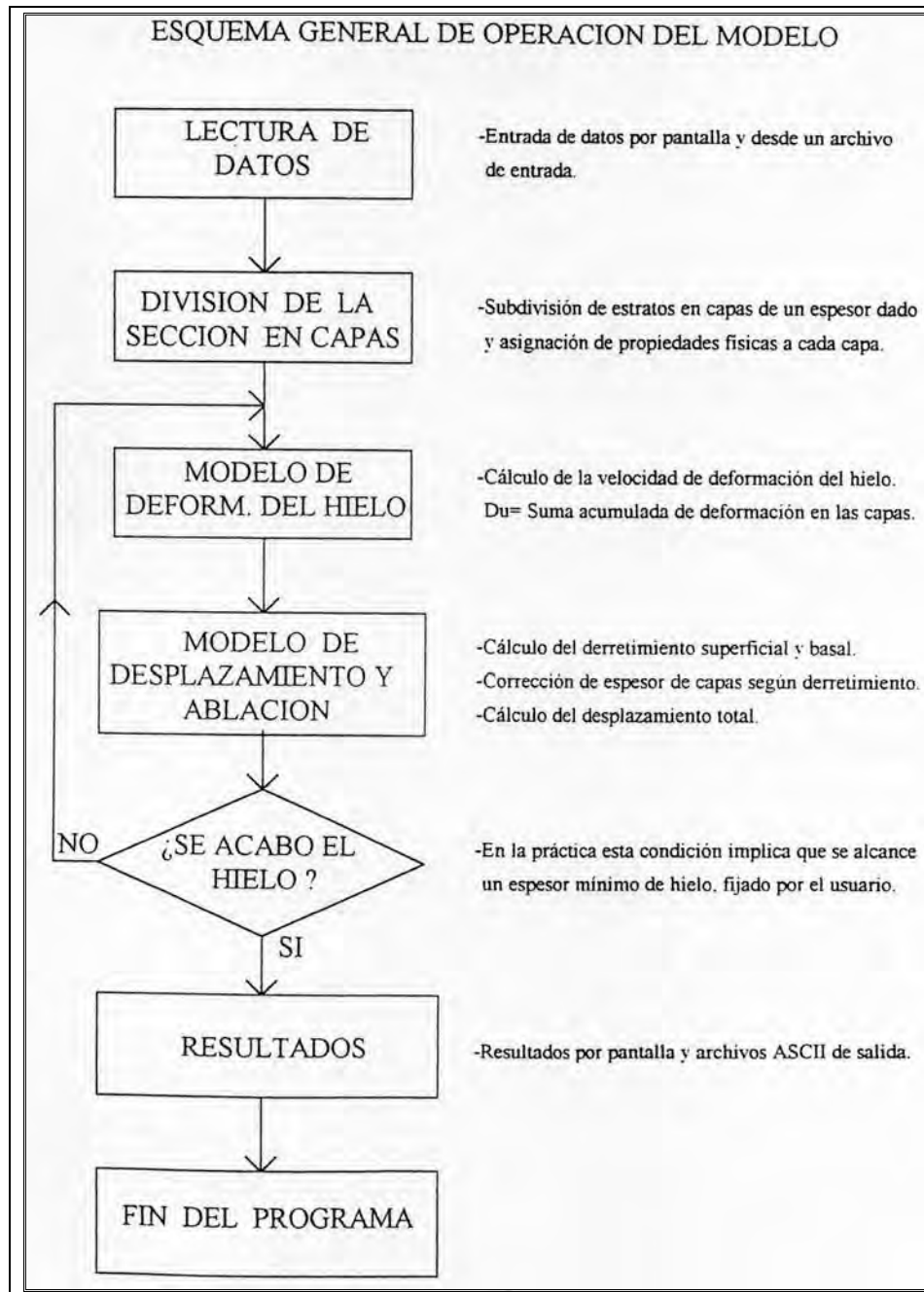


Fig. 4.2.3.2-A Aspectos básicos, suposiciones y consideraciones en un modelo de flujo glaciar.

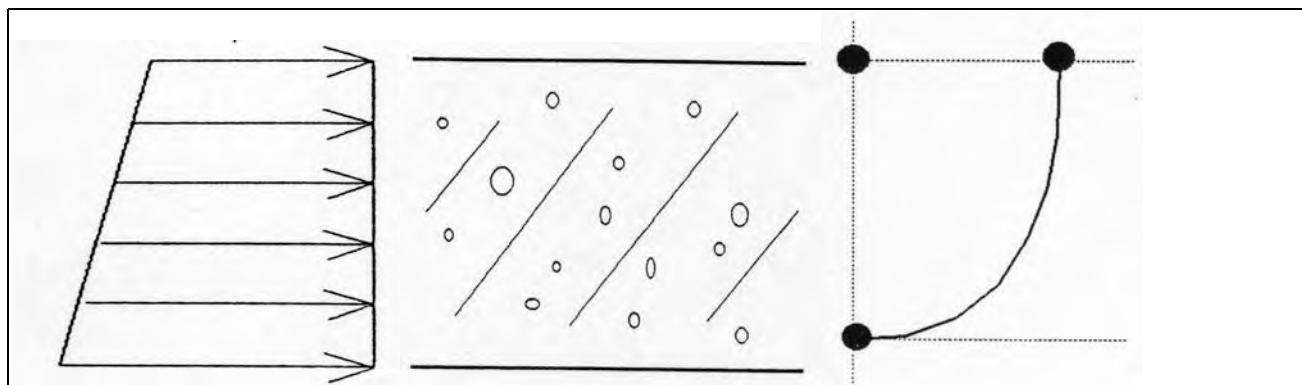


Fig. 4.2.3.3-A. Deformación de una capa de hielo. (a) Fuerza debida al peso de la capa, en dirección de la pendiente. (b) Capa cualquiera que contiene hielo y detrito. (c) Desplazamiento de la capa.

La velocidad de deformación de cada una de las capas creadas según esta estratigrafía gruesa es posible calcularla de manera independiente, y se representa a través de ecuaciones obtenidas relacionando el esfuerzo de corte a que está sometido el hielo y su deformación. Entonces, la deformación total de una columna de hielo y detritos conformada por varias capas corresponde a la suma de todas las deformaciones relativas entre capa y capa (Fig. 4.2.3.3-B).

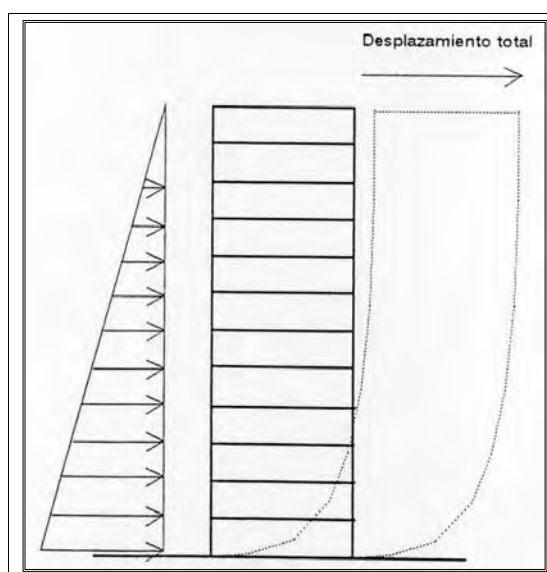


Fig. 4.2.3.3-B. Deformación de una columna compuesta de varias capas de hielo.

Para efectos del modelaje del flujo de un glaciar puede suponerse que la velocidad basal es una proporción de la velocidad total, vale decir, es proporcional al espesor total de hielo. De esta manera, se obtiene la velocidad superficial como la suma de la velocidad basal y la deformación total del hielo presente. Una suposición básica de este modelo es la composición homogénea de cada capa, es decir, en cada capa se mantiene la proporción entre hielo y la cantidad del eventual detrito definida para esa capa. Adicionalmente, y según el glaciar, debe incluirse una capa superficial detrítica (natural en el caso de un glaciar de roca, o artificial) que, por carecer de hielo, no se deforma y sólo aporta peso.



4.2.3.4. Modelo de desplazamiento y alimentación-ablación.

El modelo de desplazamiento y alimentación-ablación recibe los datos de velocidad superficial y basal calculados por el modelo anterior y determina la distancia que recorre la columna del glaciar (compuesta por hielo y, eventualmente, detritos) analizada en intervalos de tiempo, por ejemplo de 1 año. Durante este tiempo, la columna inicial del glaciar, además de moverse pendiente abajo, ganará hielo (y, eventualmente, detritos) y perderá parte del hielo por derretimiento superficial y basal. Estas ganancias y pérdidas de masa están constituidas por:

1. Masa ganada en superficie por la precipitación de nieve, avalanchas (incluidos eventuales detritos), y eventuales procesos de recongelamiento o condensación y sublimación.
2. Masa perdida en la superficie del glaciar por procesos de fusión, evaporación, sublimación, o erosión del hielo, debido al intercambio de calor con la atmósfera directamente o a través de una capa superficial de detritos. En este último caso el calor disponible para la fusión superficial de hielo bajo el detrito depende del gradiente de temperatura en el detrito y de la conductividad térmica de éste. Las fuentes de calor son todas aquellas que proveen los parámetros meteorológicos (temperatura, viento, humedad relativa, presión atmosférica, radiación solar y el albedo de la superficie, radiación infrarroja – o de onda larga) y sus gradientes sobre la superficie del glaciar.
3. Masa perdida en la base del glaciar, debido al intercambio de calor con el suelo (calor geotérmico) y al calor que genera el deslizamiento en la base del glaciar.

Todo lo anterior constituye el balance de hielo, que es parte de un balance de masa, para una columna de sección unitaria en un punto del glaciar. Entonces, el procedimiento general para calcular las ganancias o pérdidas de masa en esta columna unitaria, es como sigue:

- Se determina el balance de masas en la superficie del glaciar o, en casos de glaciares de roca, en la superficie de hielo bajo el detrito superficial.
- Se corrige el espesor de la, o las, primeras capas (superiores) que contengan hielo según el monto de la ganancia o pérdida de masa en la superficie del hielo.
- Se corrige el espesor de la o las últimas capas (inferiores) que contengan hielo según el monto del derretimiento basal.

Una vez efectuadas las correcciones anteriores, se determina la magnitud del desplazamiento de la sección, con la nueva estratigrafía (corregida), y la conformación de la sección del glaciar junto con su nueva posición en la trayectoria que se ha definido. El proceso se repite hasta que el total de hielo alcance un espesor (por ejemplo de 10 o 15 m de hielo, o de 5 metros de hielo más algunos metros de detritos rocosos), tal que su movimiento sea mínimo.

4.2.3.5. Consideraciones adicionales.

El procedimiento descrito en los subcapítulos anteriores es válido para una trayectoria de flujo del glaciar con pendiente constante. Para considerar la variación de la pendiente en una trayectoria dada, el modelo debe incorporar la definición de tramos parciales con pendiente constante.



Un aumento brusco de la pendiente del terreno conduce a un aumento, también brusco, de la velocidad de desplazamiento de la columna de hielo analizada. Esto hace necesario corregir el espesor de la sección para conservar un balance de masas. Con este propósito se debe incorporar al modelo un balance másico disminuyendo el espesor de cada capa (con su eventual proporción de detrito correspondiente) ante un "estiramiento" producto de un aumento brusco de la velocidad.

De la misma manera, reducciones paulatinas de la velocidad, típicas de la Zona de Ablación de un glaciar, producen también un proporcional aumento del espesor del glaciar, el que ocurre efectivamente como superposición de capas o estratos a través de fallas del material en planos de corte. El modelo debe considerar estos aumentos de espesor por reducción de la velocidad.

4.2.4 Principales operaciones de cálculo de un modelo de flujo glaciar.

4.2.4.1. **Modelo multi-capas de deformación del hielo.**

Las ecuaciones básicas, aplicables a cada capa de un glaciar, y de las que se desprende la metodología utilizada, son las siguientes:

- a) *Ley de flujo del hielo.* Relaciona el esfuerzo sobre el hielo y la consecuente deformación de éste.

$$\varepsilon = B_0 \times \sigma^n$$

donde:

ε = Deformación debida al esfuerzo de corte

σ = Esfuerzo de corte.

Puede considerarse que para el caso del hielo en un glaciar de roca, son válidos los valores de los parámetros B_0 y n , obtenidos para un glaciar temperado de hielo puro.

- b) *Esfuerzo de corte bajo una columna compuesta de mezcla de hielo y detritos.*

En un glaciar compuesto solamente por una capa inferior de hielo y otra superficial de detritos, el esfuerzo de corte considera tanto el peso de la columna de hielo como el aporte de la capa superficial de detritos, en la siguiente expresión:

$$\sigma_h = (\rho_d \times h_d + \rho_h) g \sin \alpha$$

donde:

σ_h = Esfuerzo de corte a una profundidad h .

ρ_d = Densidad de la capa superficial de detritos.

h_d = Espesor de la capa superficial de detritos.

ρ = Densidad de la capa de hielo.

h = Espesor de la capa de hielo.

α = Pendiente del terreno.

g = Aceleración de gravedad.

En rigor, la variable α corresponde a la pendiente en la base del glaciar, es decir, la roca o suelo basal; sin embargo, ante la incertidumbre en la posición de la roca en los perfiles de desplazamiento, puede presumirse una pendiente basal similar a la pendiente de la superficie del glaciar.

En la Figura 4.2.4.1-A se muestra cómo considera el modelo una capa cualquiera de la sección a analizar. En este caso el detrito se expresa como porcentaje del volumen total de detrito en la capa. Por esta razón, para cada capa que contenga detrito, la densidad del detrito equivale a la densidad de la roca (no así para el detrito de la superficie del glaciar, donde la densidad es la densidad del detrito).

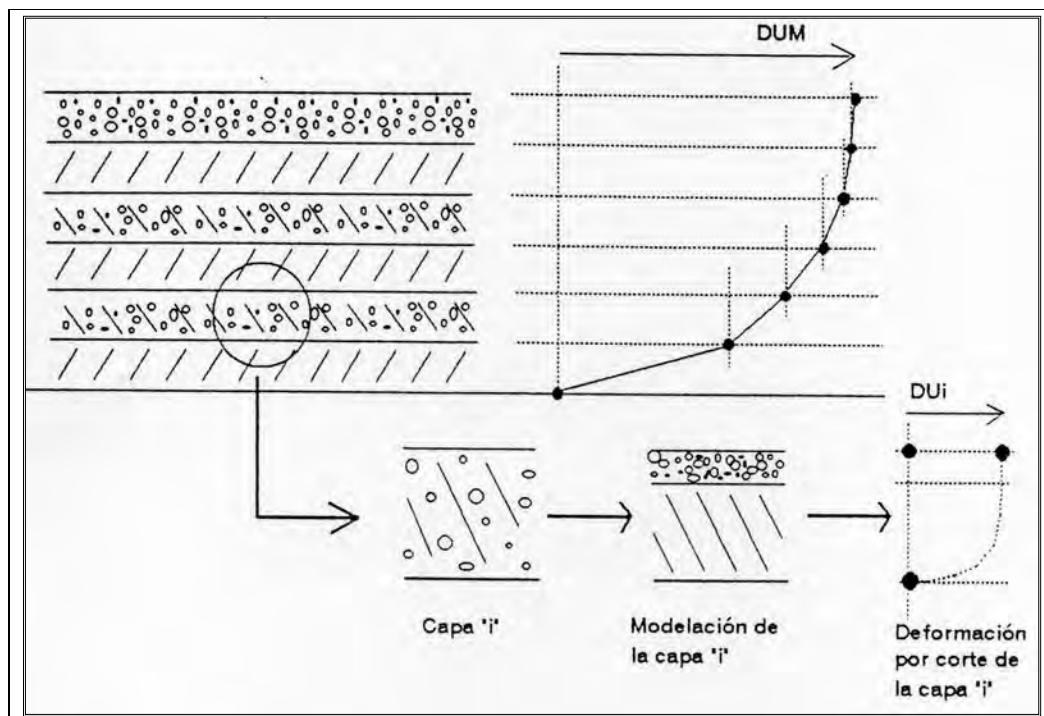


Fig. 4.2.4.1-A. Esfuerzo de corte en una capa de hielo con detrito, dentro de una columna del glaciar compuesta por capas de hielo puro y de hielo con detritos, más una cubierta superficial de detritos.

c) *Esfuerzo de corte en un glaciar de múltiples capas.*

Para el caso de una capa "i" cualquiera que contenga hielo, y a una profundidad dada, con espesor de hielo "h_n" y espesor de detritos "h_{dn}" el esfuerzo de corte aplicado al hielo de esa capa será proporcional a toda la masa sobre ella:

$$\sigma_n = \sum_{i=1}^n (\rho_{di} \times h_{di} + \rho_i \times h_i) \times g \times \sin \alpha$$

A partir de las ecuaciones anteriores se obtiene la ecuación general para la velocidad de desplazamiento por el esfuerzo de corte en un glaciar compuesto por múltiples capas de hielo y,



eventualmente, de hielo con variados contenidos de detritos detritos. A cada una de las capas de hielo y detritos generadas por el modelo es aplicable la siguiente ecuación:

$$U_{sup}-U_{basal} = DU_i = \frac{B_0 \times (g \times \sin \alpha) n}{\rho (n+1)} \left[\frac{MT(n+1) - (MT - \rho_i \times h_i)(n+1)}{L} \right]$$

donde:

- DU_i : Deformación por corte de la capa "i".
 MT : Masa total desde la superficie del glaciar hasta la capa considerada.
 $MT = \sum_{i=1}^n (\rho_{di} \times h_{di} + \rho_i \times h_i)$
 ρ_{di} = Densidad de la capa de detritos de la capa "i".
 ρ_i = Densidad del hielo del glaciar de la capa "i".
 h_{di} = Espesor de la capa de detritos de la capa "i".
 h_i = Espesor de la capa de hielo de la capa "i".

Siendo la deformación por el esfuerzo de corte de cada capa "i" (Ver Fig.4.2.4.1-A) como se señala más arriba, entonces la deformación total por corte (DUM) de la columna entera de un glaciar multicapas será:

$$DUM = \sum (DU_i)$$

El desplazamiento total de la columna analizada considera tanto la deformación por corte como la velocidad basal. De esta forma la velocidad en la superficie de la columna será:

$$U_s = U_b + DUM$$

donde U_s y U_b son las velocidades superficial y basal, respectivamente.

4.2.4.2. Modelo de desplazamiento y de alimentación-ablación.

Las operaciones matemáticas realizadas en este modelo pertenecen a cuatro áreas, que son: (i) ganancia o pérdida de masa por los procesos de alimentación y ablación del glaciar, (ii) corrección de capas por los procesos de alimentación ablación, (iii) desplazamiento, (iv) corrección de espesor de capas por aumento de velocidad y (v) corrección de espesor de capas por reducción paulatina de la velocidad.

4.2.4.2.1 Ganancia de masa o pérdidas por derretimiento.

4.2.4.2.1.1 *Ganancia o pérdida de masa en un glaciar blanco.*

Las ganancias o pérdidas de masa anual a lo largo del glaciar deben ser establecidas por el estudio de balance de masa del glaciar. En general, la ganancia de masa es máxima en la cabecera del glaciar, se reduce aguas abajo hasta ser cero en la Línea de Equilibrio del glaciar, y se produce pérdida



de masa (con un valor negativo en aumento) desde la Línea de Equilibrio hasta el término del glaciar en su frente.

Como se ha señalado previamente, los balances anuales de masa en los glaciares suelen variar de manera significativa de un año a otro, dependiendo de las condiciones climáticas del año particular analizado. Pero la condición relevante para evaluar el modelo de flujo del glaciar es aquella de la tendencia a mediano o largo plazo.

En puntos del glaciar ubicados aguas abajo de la Línea de Equilibrio la pérdida de masa puede estimarse como el espesor (ΔH) perdido multiplicado por la densidad del hielo, esencialmente 900 kg/m^3 . Por sobre la Línea de Equilibrio la masa ganada es el espesor de neviza con la densidad correspondiente, la que puede ser inusualmente alta si la acumulación de nieve (la forma de alimentación del glaciar) proviene mayormente de depósitos de avalanchas.

4.2.4.2.1.2 Pérdidas en la superficie del hielo de un glaciar de roca

Para la evaluación de las pérdidas en la capa con hielo más cercana a la superficie en un glaciar de roca, es necesario determinar el calor que efectivamente absorbe el hielo, definido por una temperatura externa y por las características del detrito superficial, que actúa como medio aislante.

Así, el calor que absorbe el hielo será:

$$Q = G \times dT/dz$$

donde G es la conductividad térmica del detrito y dT/dz es la gradiente de temperatura en el detrito.

Para las pérdidas en la superficie de hielo debidas al calor aportado por la atmósfera, asumiendo el hielo a 0°C y un espesor de detrito superficial $E1$ (Ver Fig.4.2.4.2.1.2-A), dT/dz se puede estimar como:

$$dT/dz = T_o/E1$$

donde T_o es la temperatura aportada por la atmósfera en la superficie del detrito. Así, el calor que absorbe el hielo será:

$$Q = G \times T_o/E1$$

El total de hielo fundido será:

$$\Delta H = Q / (Ca \times \rho) \quad \text{ecuación 4.2.4.2.1.2-A}$$

donde Ca es el calor específico de fusión del agua y ρ es la densidad del hielo.

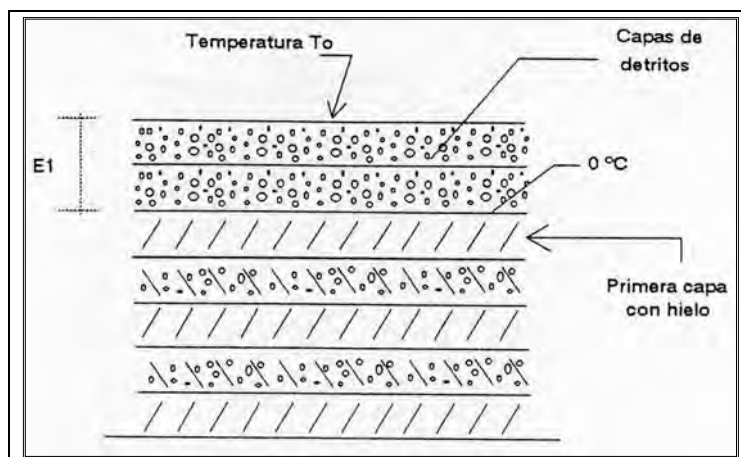


Fig. 4.2.4.2.1.2-A. Esquema de fusión de hielo bajo la cubierta de detrito de un glaciar de roca. Capa de detrito en superficie, luego alternancia de estratos de solo hielo con otros que contienen detritos en el hielo.

Es obvio que para una temperatura igual o inferior a 0 °C no existirá fusión superficial de hielo. Por esta razón, y dada la marcada división estacional de temperaturas en los sectores de glaciares de roca, puede considerarse la separación del año en dos períodos (por ejemplo, de seis meses, u otra longitud temporal): un período invernal sin fusión en la superficie del hielo, y otro estival en el que se producen temperaturas tales que permitan transferencia de calor desde la atmósfera hacia la superficie de, y la consecuente fusión de hielo. El modelo, que suele operarse a escala anual, debe considerar la temperatura media del período estival, y asigna una fusión superficial anual igual a la mitad (en caso de período estival de seis meses, u otra fracción en caso de períodos estivales diferentes) de la fusión calculada con la temperatura media del período estival. Para la determinación de la temperatura de cada tramo a lo largo de la superficie de un glaciar de roca, se puede utilizar la temperatura media del período estival seleccionado, registrada en una estación meteorológica vecina, corregida de acuerdo al gradiente atmosférico definido para el área, por ejemplo de 7°C / km.

Si se asume una fuente de calor adicional (como por ejemplo la ocurrencia de lixiviación bacteriana en la cubierta de detrito) dentro del detrito superficial, ésta se puede modelar como una placa a profundidad y temperatura constante dentro del detrito. Si, por ejemplo, se considera esta placa ubicada en el punto medio del detrito superficial (ver Fig. 4.2.4.2.1.2-B) a una temperatura T_p , el gradiente térmico será:

$$dT/dz = T_p / (E1/2) = 2 \times T_p / E1$$

el calor absorbido por el hielo será:

$$Q = 2 \times G \times T_p / E1$$

y el total de hielo derretido se realiza en forma similar al caso anterior, de acuerdo a la ecuación 4.2.4.2.1.2-A.

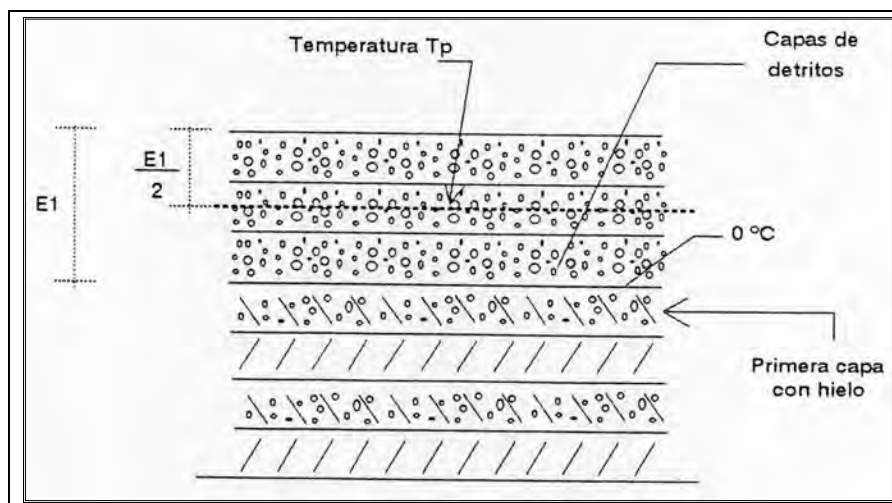


Fig. 4.2.4.2.1.2-B. Esquema de fusión de hielo bajo una cubierta de detrito de un glaciar de roca, con una fuente de calor en forma de placa y ubicada en el medio del espesor detrito.

4.2.4.2.1.3 Pérdidas de masa en la base del glaciar.

Las pérdidas de masa en la base del glaciar afectan a la última capa (la inferior) con hielo, y se pueden estimar considerando dos fuentes de calor:

- (i) Flujo de calor geotérmico.
- (ii) Calor generado por fricción en la base.

El flujo de calor geotérmico se puede estimar como una fuente de calor constante; valores observados en terrenos de cotas altas en la cordillera del centro de Chile son del orden de 36 cal/cm^2 año. El calor generado por fricción en la base es una función del peso total de la columna glaciar analizada y de la velocidad basal. Las pérdidas totales en la base se calculan sumando estos dos flujos de calor. Salvo situaciones especiales, como podrían ser, por ejemplo, la existencia de una fuente de alto calor geotérmico (un glaciar en la falda de un volcán activo), o una inusualmente alta velocidad de desplazamiento y consecuente alta fricción en la base, la tasa de fusión en la base de glaciares de montañas son del orden de 1 gramo de agua/año.

4.2.4.2.2 La corrección de capas por masa ganada o perdida.

La corrección de capas, en este caso, es el proceso que consiste en aumentar o disminuir el espesor de las capas afectas a una ganancia o pérdida de masa. De esta manera, si la primera capa superior con hielo es la capa "i", que tiene en el instante 1 un espesor E_{i1} y una fracción de hielo FRH_i (que puede ser de 100% si es neviza o hielo puro, o algo menor si es hielo con algún contenido de detritos) y de detritos ($Di1$), entonces el total, en el instante 1, de hielo y detritos será respectivamente:

$$H_{i1} = E_{i1} \times FRH_i$$

$$D_{i1} = E_{i1} (1 - FRH_i)$$



Si se denomina PS a las ganancias o pérdidas de masa en la superficie del hielo, incluido el detrito (que por ejemplo suele ser depositado con las avalanchas de nieve), entonces para un instante 2 los espesores de hielo y detritos serán, respectivamente:

$$Hi2 = Hi1 +/- PS$$

$$Di2 = Di1 +/- PS \times (1 - FRHi) / FRHi$$

Si el análisis se realiza en un sector del glaciar con balance de masa negativo, entonces el remanente de detritos (RD), que pasa a incorporarse al estrato superficial, será:

$$RD = Di1 - Di2$$

y el espesor final de la capa, que corresponde al espesor inicial en la próxima estimación (por ejemplo, 1 año después), será:

$$Ei2 = Hi2 + Di2$$

Si el contenido de hielo de la capa "i" es insuficiente para satisfacer las pérdidas para ese período, entonces se funde todo el hielo de la capa, y el resto se cargará como pérdidas a la capa inmediatamente inferior con hielo. El procedimiento de corrección en este caso es similar al ya descrito.

Para el caso de las pérdidas en la base del glaciar el procedimiento es exactamente el mismo, pero partiendo hacia arriba desde la capa inmediatamente superior a la base.

4.2.4.2.3 Desplazamiento

La velocidad de desplazamiento de la columna unitaria del glaciar analizada es aquella determinada por el modelo de deformación, en base a la estratigrafía y la pendiente. Para un instante inicial 1 y un instante final 2, separados por 1 año, se tendrán las velocidades V1 y V2. Si ambas velocidades son medidas en [m/año], la distancia media recorrida por la columna en 1 año será:

$$D = (V1 + V2) / 2$$

y la nueva posición de la columna quedará determinada por la distancia total acumulada:

$$DACUM2 = DACUM1 + D$$

donde DACUM representa la distancia total que ha recorrido la sección analizada desde el inicio de la simulación, y los subíndices 1 y 2 representan los instantes inicial y final, respectivamente.

En el caso de un cambio en la pendiente (por ejemplo cuando la distancia recorrida en el año sobrepasa a un tramo con pendiente uniforme), la distancia recorrida estará primero limitada por el final del tramo con pendiente uniforme, y luego se deberá calcular la distancia del desplazamiento con la pendiente del nuevo tramo hasta completar el año.



4.2.4.2.4 Corrección del espesor de capas por aumento de la velocidad.

Al entrar el flujo glaciar a un terreno de mayor pendiente en el lecho del glaciar, se produce un aumento de la velocidad de desplazamiento del glaciar en esa sección de su recorrido, lo que trae como consecuencia un "estiramiento" que se refleja en una disminución del espesor total del glaciar. Este fenómeno no se presenta en un glaciar que se desplaza sobre una pendiente uniforme, pero puede aparecer ante un aumento de la velocidad de deformación de hielo por corte, producto del ingreso del flujo de hielo a un tramo de mayor pendiente. Se puede evaluar este efecto postulando que el nuevo espesor (corregido) será proporcional al cociente entre las respectivas velocidades, es decir:

$$H_2 = H_1 \times V_1 / V_2$$

donde H es el espesor total del glaciar y V es la velocidad de desplazamiento. Los subíndices 1 y 2 denotan los instantes inicial y final, respectivamente. Sin embargo, y ante cambios muy bruscos en el espesor que resultan de aplicar esta expresión, responde mejor a la realidad un cambio transicional donde, en los primeros metros:

$$H_2 = H_1 \times (V_1 / V_2) \times 0.2$$

y el resto se ajusta a lo largo del tiempo en el período de un o algo más de años.

4.2.4.2.5 Corrección del espesor de capas por disminución de la velocidad.

Una disminución en la velocidad de desplazamiento del glaciar en una sección de su curso conlleva un aumento en el espesor del glaciar en la sección, también llamado "engorda". Si se considera la posición inicial y final de cada capa en una columna analizada (en los instantes 1 y 2, respectivamente), y considerando que la velocidad de desplazamiento de la capa respecto a la base será:

$$V = U_{BAS} + D_U$$

donde U_{BAS} es la velocidad basal y D_U es la deformación por corte, entonces si se propone que el aumento de espesor de una capa es equivalente a la disminución en su velocidad de desplazamiento:

$$H_2 = H_1 + U_{BAS1} - U_{BAS2} + D_{U1} - D_{U2}$$

donde H_2 es el nuevo espesor, corregido por la disminución de velocidad.

4.2.5 Otros antecedentes para un modelo de flujo de glaciar.

El modelo de flujo glaciar explicado más arriba permite estimar velocidades de flujo y espesores del glaciar, y la posición de una columna unitaria del glaciar (blanco, gris o de roca) en un momento dado y en una trayectoria definida, para lo cual utiliza ecuaciones teóricas y empíricas. Sin embargo, el modelo asume ciertas consideraciones en cuanto al tratamiento de varios fenómenos, las que se mencionan a continuación:

- ❖ Cada "capa" generada por el modelo descrito supone la distribución de todo el hielo en su parte inferior y todo el detrito en su parte superior. Aunque este detalle tiene una influencia



- mínima para los espesores de capa con que habitualmente se trabaja (del orden de 1,0 m), cabe mencionarlo por ser sólo una representación de las condiciones reales.
- ❖ En el caso de no contar con velocidades superficiales medidas, el modelo permite estimar una velocidad basal (de deslizamiento) inicial y calcular aquella de deformación. Los mejores resultados se han obtenido con una velocidad basal inicial igual a un 30% de la velocidad superficial inicial. Posteriormente el modelo permite estimar la velocidad basal en cualquier instante, como proporcional al espesor total de hielo y a la velocidad basal anterior.
 - ❖ Deben considerarse en la modelación:
 - i. Variaciones en las propiedades de la sección en dirección transversal al flujo.
 - ii. Variaciones en la velocidad debido a condiciones de borde laterales.
 - iii. Variaciones en el espesor total debido a cambios en la sección transversal del lecho del glaciar.
 - ❖ Por último, contrastando resultados de cálculo con la realidad, se ha encontrado que la mejor manera de solucionar el problema de cálculo del flujo del glaciar sobre grandes depresiones en su lecho (que no se reflejan en una depresión similar en la superficie del glaciar) es suponiendo que ellas están ocupadas por hielo inactivo, y que el glaciar se mueve sobre esta superficie horizontal artificialmente creada.

4.3 VELOCIDADES DE MOVIMIENTO EN SUPERFICIE Y EN PROFUNDIDAD Y LA BASE.

4.3.1 Velocidad en superficie.

En un glaciar compuesto exclusivamente de hielo las velocidades en superficie corresponden aproximadamente a la siguiente expresión:

$$Usup = ((K \times (\sin L)^n \times (H^{(n-1)})) / (n+1)) + Ubase \quad y$$

$$K = ((D \times G) / B_0)^n$$

donde $Usup$ es la velocidad de deformación en superficie y $Ubase$ es la velocidad de deslizamiento en la base del glaciar, B_0 y n son parámetros de la ley de flujo del hielo (0,164 y 3,0 respectivamente como valores más comunes), D es la densidad del material (del hielo, o de la mezcla hielo+detrito) G es la atracción gravitacional, H es la profundidad (o espesor de hielo) y L es la pendiente en la base.

4.3.2 Velocidad en profundidad y en la base.

La variación de la velocidad de desplazamiento del hielo de un glaciar en profundidad puede calcularse como se ha señalado en el subcapítulo 4.2.4.1. Pero, la velocidad real es aquella de la velocidad de desplazamiento producida por la deformación del hielo, más la velocidad de deslizamiento del glaciar sobre su base.

A la fecha se han realizado diversas mediciones de distribución de la velocidad en un perfil vertical por un glaciar, incluso en Chile. Estas mediciones se han hecho midiendo el cambio de inclinación (y de orientación) en sondajes entubados en glaciares temperados, y sin entubar en glaciares

de hielo frío. Los resultados muestran, como era de esperar, que la superficie del glaciar viaja más rápido que el hielo en profundidad, negando la posibilidad de existencia de flujos de extrusión (los que suponen que parte del hielo en profundidad se desplaza más rápido que en la superficie) que algunos investigadores propusieron en el pasado y que Nye (entre otros) demostró que era físicamente imposible. En general, las velocidades en profundidad, que son las velocidades de deslizamiento, corresponden a una cifra que varía entre el 35% y el 60% de la velocidad en superficie, con ocasionales valores por encima y debajo de estas cifras. Las figuras 4.3.2-A y B muestran resultados de variación de la velocidad en profundidad en dos casos.

La velocidad de deslizamiento está influenciada por la disponibilidad de agua en la base del glaciar. De esto resulta que las velocidades de deslizamiento son más altas en verano, cuando hay más agua no solo en el entorno sino también en la base del glaciar, que en invierno, cuando el agua disponible es menor. Por ello también, las velocidades de movimiento del glaciar son mayores en la temporada veraniega, que en la temporada invernal, aún cuando la velocidad de deformación pueda ser similar. De manera muy general, puesto que depende de condiciones particulares en cada glaciar, puede señalarse que las velocidades de movimiento en invierno son del orden de 50% a 80% de las velocidades de verano.

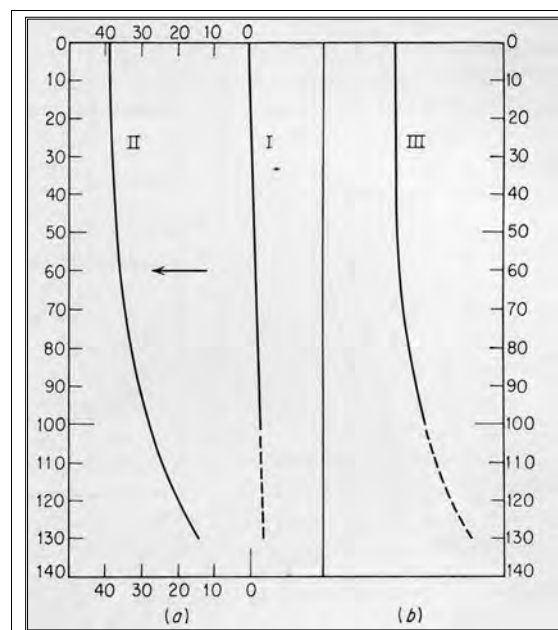


Fig. 4.3.2-A. Distribución de la velocidad en profundidad en el glaciar Jungfraufirn, Suiza. La flecha indica dirección de flujo del glaciar. Profundidad en metros. En las abscisas, el desplazamiento, en metros. La curva I es la posición del tubo de acero el 15 Agosto 1958, la curva II es del 10 Octubre 1949. La curva III es el ploteo de las diferencias entre las curvas I y II.

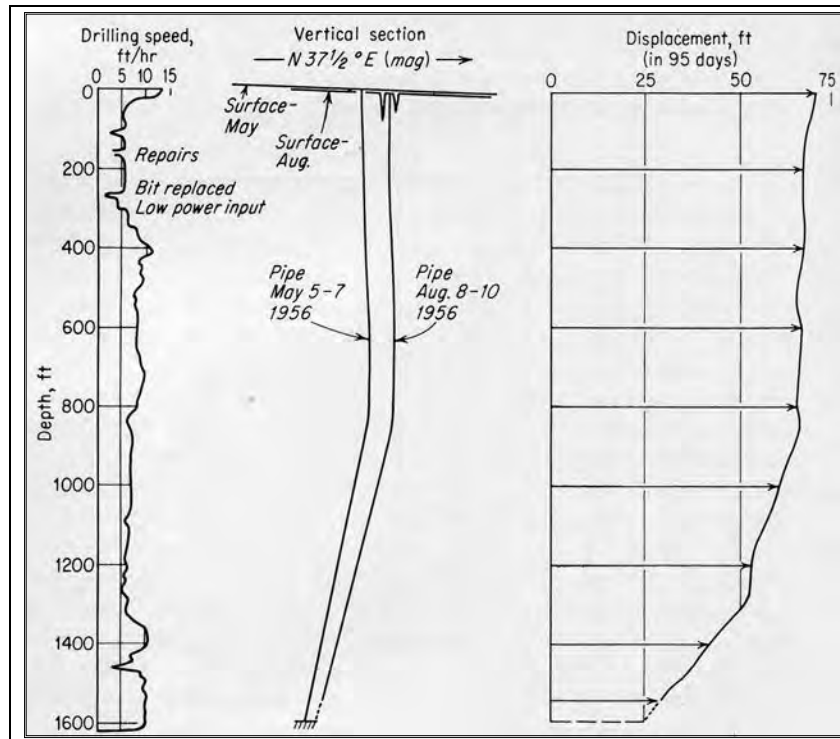


Fig. 4.3.2-B. Curva de desplazamiento versus profundidad en el glaciar Salmon, en la Columbia Británica, Canada, durante 94 días de los primeros meses de 1956. Profundidad del glaciar es de 496 m

De la ecuación de la velocidad en superficie, señalada en el subcapítulo anterior, puede derivarse la ecuación que representa la velocidad de deslizamiento. Esta es:

$$U_{base} = U_{sup} - ((K \times (\sin L)^n \times (H^{(n-1)})) / (n+1)) \quad y$$

$$K = ((D \times G) / B_0)^n$$

donde U_{sup} es la velocidad de deformación en superficie y U_{base} es la velocidad de deslizamiento en la base del glaciar, B_0 y n son parámetros de la ley de flujo del hielo (0,164 y 3,0 respectivamente como valores más comunes), D es la densidad del material (del hielo, o de la mezcla hielo+detrito) G es la atracción gravitacional, H es la profundidad (o espesor de hielo) y L es la pendiente en la base.

En la velocidad en superficie influye, también, la carga que representa la presencia de un cierto nivel freático en glaciares temperados, el que suele ser más alto en verano que en invierno, precisamente por la mayor disponibilidad de agua. En todo caso, esta influencia es menor puesto que la porosidad del hielo glaciar, el volumen que puede ocupar el agua libre en el hielo glaciar, es del orden de 1%. Evidentemente, tiene mayor significado el nivel freático como expresión de la presión de agua en la base del glaciar (y los resultados sobre la velocidad de deslizamiento), que como carga en el glaciar.



4.4 LAS FRACTURAS EN UN GLACIAR.

4.4.1 Los sistemas de fracturas.

Si el movimiento de un glaciar fuera considerado como uno de flujo puramente laminar, vale decir uno en el cual todos los puntos se mueven de manera paralela a la pendiente, las superficies a lo largo de las cuales ocurren cizalles, en un sentido diferencial, serían en todas partes paralelas a la base. Por ello, una teoría de flujo laminar no puede explicar la presencia de grietas transversales, o de corte, en el eje central de un glaciar.

En realidad, en un glaciar dos estados de flujo son posibles; cual de ellos ocurre en un lugar particular del glaciar depende de las magnitudes relativas de la curvatura de la base, y de la tasa de acumulación o de ablación. Un tipo de flujo produce un esfuerzo longitudinal p_{xx} que es compresivo en toda la profundidad del glaciar y siempre más compresivo que p_{yy} ; el otro produce un esfuerzo longitudinal que, aunque compresivo en profundidad, es en tensión en todo el estrato más superficial y es siempre más en tensión (algebraicamente superior) que p_{yy} (ver Fig. 4.4.1-A). Se deduce de lo anterior que grietas transversales abiertas pueden formarse en el segundo tipo de flujo (“extensivo”), pero no en el primero (“compresivo”). El espesor teórico de la zona de esfuerzos en tensión es, aproximadamente:

$$(2k - P) / \rho g = \text{aprox. } k / \rho g = \text{aprox. } 11 \text{ m}$$

donde k es el esfuerzo de fatiga en corte y P es la presión atmosférica. Grietas abiertas pueden esperarse hasta la profundidad indicada. La presencia de estas grietas, entonces, modifica la distribución de esfuerzos, y las grietas se pueden propagar a mayor profundidad. Por otra parte, en las paredes de una grieta abierta, a la profundidad de:

$$2k / \rho g = \text{aprox. } 23 \text{ m}$$

la presión desde arriba ($P + 2k$) excede la presión lateral P en $2k$, que es la magnitud del esfuerzo en fatiga del hielo en compresión, de modo que bajo esta profundidad las grietas tienden a cerrarse de manera comparativamente rápida.

Las figuras 4.4.1-B y C ilustran los campos de líneas de deslizamiento para los dos casos de flujo en extensión y en compresión. Un campo de líneas de deslizamiento se representa por dos familias de curvas dibujadas de manera tal que sus direcciones, en cualquier punto, entregan las dos direcciones perpendiculares de esfuerzo de corte máximo, vale decir, las dos direcciones en que la tendencia al cizalle es mayor. En ambos campos de líneas de deslizamiento las líneas son paralelas y perpendiculares a la base, pero encuentran la superficie del glaciar a un ángulo de 45° . Las curvas son, en realidad, partes de cicloides, las del caso de flujo extensivo (Fig. 4.4.1-B) son una imagen de espejo del caso de flujo en compresión (Fig. 4.4.1-C). Los cordones arqueados que se observan típicamente en glaciares de roca, parecen corresponder a la aparición en superficie de los planos que contienen las líneas de deslizamiento.

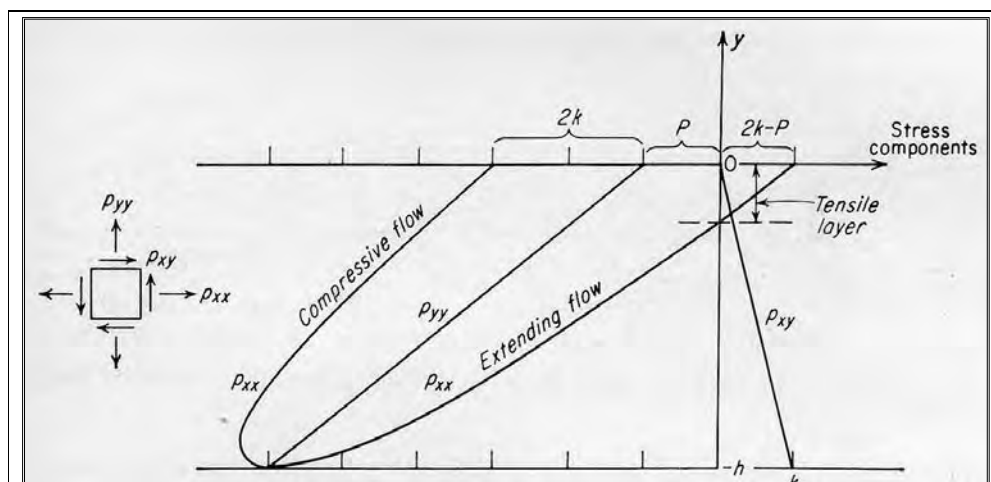


Fig. 4.4.1-A . Distribución de los esfuerzos en flujos compresivos o extensivos en una placa de hielo (o un glaciar) de lados paralelos, en una pendiente de ángulo α . En la figura, el ángulo α es el de $\cot^{-1} 5 = 11,3^\circ$.

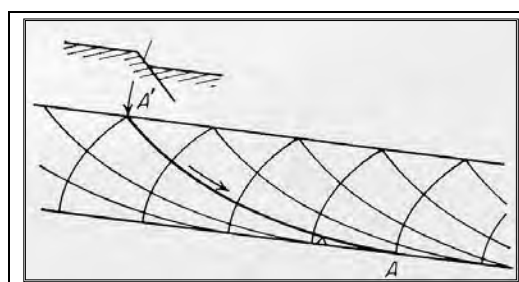


Fig. 4.4.1-B. Sección por un campo teórico de líneas de deslizamiento (como A'-A), y posibles fallas, en un glaciar, en un flujo extensivo.

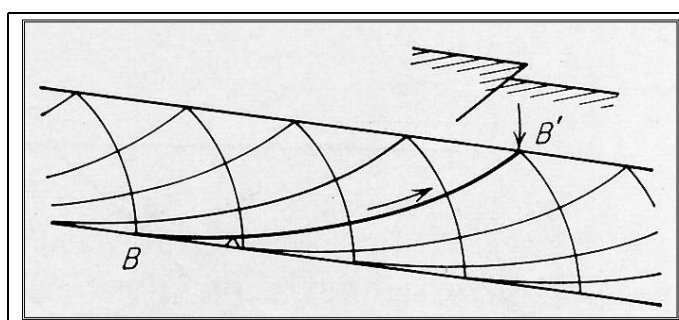


Fig. 4.4.1-C. Sección por un campo teórico de líneas de deslizamiento (como B-B'), y fallas, en un glaciar, en un flujo compresivo.

Si el hielo no tuviera estructuras propias, fracturas de corte o fallas serían esperadas de manera tal que se asemejaran a las direcciones de las líneas de deslizamiento. Sin embargo, el hielo no es igualmente fuerte en todas las direcciones, y la estructura laminar del hielo glaciar (como la estratificación con superficies con algunas impurezas de nevizas antiguas) probablemente proporciona superficies débiles. Cuanto más se acerca una superficie débil a las direcciones de las líneas de deslizamiento, tanto más es posible que ellas devengan en fallas de cizalle (o corte). El bandeamiento



en los glaciares a menudo tiende a disponerse de manera aproximadamente similar a uno de los juegos de líneas de deslizamiento (BB' en la Fig. 4.4.1-C) y es, probablemente, la razón para la formación de planos de empuje que se observan a menudo (ver Fig. 1.1.1.1-C) en los glaciares. El desplazamiento por cizalle a lo largo de una línea de deslizamiento produciría el escalón que se muestra en la Fig. 4.4.1-C)

Si en un flujo extensivo irregularidades locales en la base del glaciar ocasionan una obstrucción al movimiento en A de la Fig. 4.4.1-B, una falla en el sentido indicado por la flecha se podría propagar a lo largo de la línea de deslizamiento A'A, con la formación en superficie de un escalón como se muestra en la figura. De manera similar, una obstrucción en B de la Fig. 4.4.1-C, puede originar una falla que se propague a lo largo de la línea de deslizamiento BB'.

Se ha demostrado (Nye y otros) que flujos extensivos o compresivos ocurren según

$$(\dot{\phi} / dx) + (\phi / R) \cot \alpha \text{ es mayor, igual o inferior a } 0$$

donde ϕ es la tasa de descarga (de manera que $\dot{\phi} / dx$ es la tasa de adición de hielo a la superficie superior del glaciar), x es la distancia a lo largo del glaciar, R es el radio de curvatura de la base del glaciar y α es la pendiente del lecho. Así, flujos compresivos pueden esperarse en la Zona de Ablación del glaciar (donde $\dot{\phi}/dx < 0$) y sobre un lecho cóncavo ($R < 0$). En estos casos todo el glaciar estaría en compresión, no existirían grietas abiertas, y existirían planos de empuje. Por otra parte, flujos extensivos deben esperarse en la Zona de Acumulación (donde $\dot{\phi}/dx > 0$) y sobre un lecho convexo; en este caso, las capas superiores del glaciar estaría en tensión y se formarían grietas transversales.

De manera similar se pueden explicar cualitativamente los diferentes diseños de las grietas en un glaciar (ver Fig. 4.4.1-D). Si p_{xx} es compresivo, el hielo tenderá a expandirse lateralmente en la dirección de z . Si las laderas del valle son lo suficientemente abruptas como para impedir la expansión lateral (el caso común en glaciares de montaña), se desarrolla un esfuerzo compresivo transversal p_{zz} , y la teoría de la plasticidad demuestra que $p_{zz} = 0,5 p_{xx}$, siendo ambos negativos. Si las laderas del valle fueran menos abruptas, el valor absoluto de p_{zz} sería inferior que lo antes señalado. Si p_{xx} fuera tensional y las laderas del valle abruptas, una contracción transversal con movimiento descendente no sería posible, y un esfuerzo de tensión transversal $p_{zz} = 0,5 p_{xx}$ se desarrollaría en superficie; si las laderas del valle fueran menos abruptas, p_{zz} sería menor que lo señalado. Sin embargo, ocurre que en todos los casos, y en magnitudes absolutas $0 \geq p_{zz} \geq 0,5 p_{xx}$. El único componente del esfuerzo de corte en superficie es p_{zx} , que es cero en el medio del glaciar y se incrementa, en magnitud absoluta, hacia las márgenes. La combinación de p_{xx} , p_{zz} y p_{zx} se muestra en la Fig. 4.4.1-E para tres casos diferentes; las líneas muestran las direcciones posibles de las grietas y están dibujadas en los puntos en que pueden existir esfuerzos en tensión.

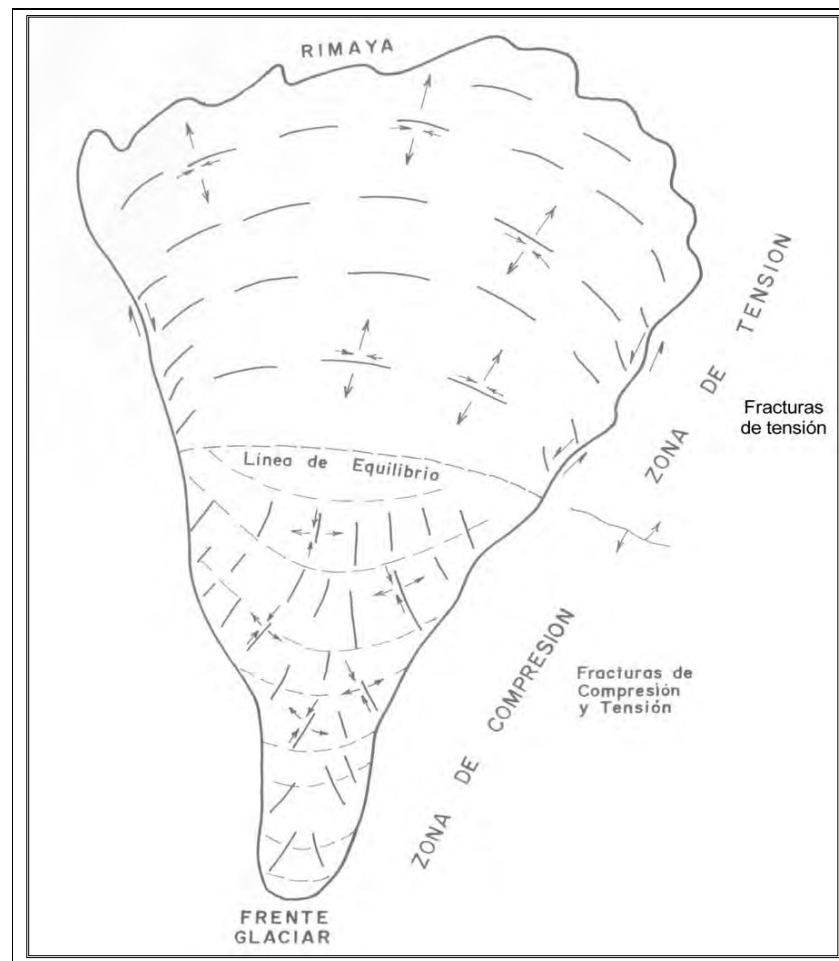


Fig. 4.4.1-D. Esquema en planta del campo teórico de esfuerzos en un glaciar y de la disposición de los sistemas de grietas en la masa de hielo.

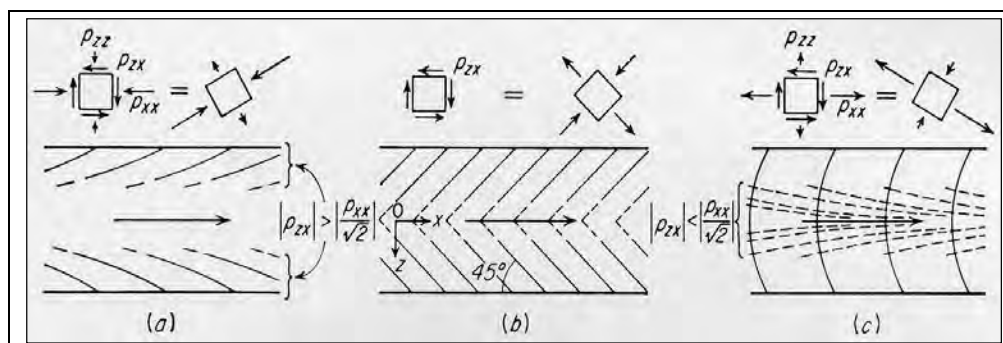


Fig. 4.4.1-E. Las líneas no segmentadas muestran, en la planta de un glaciar, la posición teórica y dirección de las grietas en tres casos posibles; (a) p_{xx} = compresivo; (b) $p_{xx} = 0$; (c) p_{xx} = en tensión. Estos diagramas indican los esfuerzos que actúan cerca de los márgenes de un glaciar.

Cuando en la Fig. 4.4.1-E-b $p_{xx} = 0$, los ejes principales de esfuerzo están en todas partes a 45° con las márgenes. Uno de los esfuerzos principales es en tensión y el otro es en compresión; la magnitud de cada uno de ellos es el valor absoluto de p_{xz} . La tensión decrece a cero en el centro del



glaciar. El efecto de un esfuerzo longitudinal compresivo (Fig. 4.4.1-E-a) es el de hacer la dirección del máximo esfuerzo en tensión más transversal a la línea de flujo, de manera que cualquier grieta haría ángulos menores de 45° con la dirección de flujo. Si p_{xx} es constante a través de la superficie, la línea de las grietas debiera curvarse como se muestra en la figura. La existencia de un esfuerzo de tensión depende de la magnitud absoluta de p_{xz} ; si se previene la expansión transversal el valor mínimo absoluto de p_{xx} es el valor absoluto de $p_{xz}\sqrt{2}$. Así, la tendencia al fracturamiento tiende a desaparecer hacia el centro del glaciar.

Un esfuerzo longitudinal tensional (Fig. 4.4.1-E-c) deflecará la dirección del máximo esfuerzo en tensión hacia la línea de flujo, de manera que las grietas encontrarían los márgenes del glaciar ángulos mayores que 45° y se curvarían a través del glaciar. Si un esfuerzo tensional p_{zz} se desarrolla también, habrá una banda central donde ambos esfuerzos principales sean en tensión. Esto puede ocurrir solamente en lugares donde p_{zz} no es demasiado grande, de manera que la banda no se puede extender hasta los márgenes del glaciar. Si se impide una contracción transversal, el valor máximo absoluto de p_{xz} es el valor absoluto $p_{xx}\sqrt{2}$. En esta banda central pueden formarse grietas en otras direcciones que no sean la de transversal al flujo, en particular suelen formarse en una dirección longitudinal, como se muestra con líneas segmentadas en la Fig. 4.4.1-E-c.

4.4.2 Denominación de las fracturas.

Como se ha señalado más arriba, una grieta en el glaciar es una fractura originada por un significativo esfuerzo de tensión en, o cerca de, la superficie del glaciar. Aceleraciones en la velocidad de desplazamiento del glaciar producen extensión y pueden iniciar una fractura. Los esfuerzos que producen el fracturamiento han sido señalados en el subcapítulo anterior

La terminología empleada para describir diferentes tipos de fracturas es como sigue:

Grietas transversales: son el tipo más común de fracturas en un glaciar (ver Fig. 4.4.1-D). Se forman en zonas de tensión del glaciar, como en la Zona de Acumulación con un lecho de pendiente uniforme, o donde existe un aumento de la pendiente en el lecho del glaciar y aumenta la velocidad de desplazamiento pendiente abajo. Las grietas se disponen de manera transversal a la dirección de flujo del glaciar. Hacia los márgenes del glaciar gradan a grietas marginales.

Grietas marginales: se extienden diagonalmente desde los márgenes del glaciar hacia aguas arriba. Se forman, en general, por la mayor velocidad de desplazamiento del hielo en el centro del glaciar, donde es de mayor espesor.

Grietas longitudinales: se forman paralelas a la dirección de flujo del glaciar, donde se produce tensión hacia los márgenes, como en el centro de la Zona de Ablación del glaciar (ver Fig. 4.4.1-D), o donde la lengua del glaciar puede expandirse en sus márgenes, o sobre una prominencia (montículo) en su lecho rocoso. Hacia los márgenes del glaciar gradan a grietas marginales.

Rimaya (o bergschrund) es la grieta en la cabecera del glaciar (ver Fig. 4.4.2-A) que separa el hielo con movimiento pendiente abajo, del hielo adherido a la roca y demasiado tenue para deformarse por su propio peso.

Seracs. Son un conjunto de numerosas y complejas grietas (ver Fig. 4.4.2-B), de diversos tamaños y formas, producidas por abruptos cambios de pendiente, formas muy irregulares del fondo, movimiento acelerado del glaciar o márgenes o frente del mismo. Destacan en las zonas de ablación de los glaciares, y en zonas de saltos de hielo.

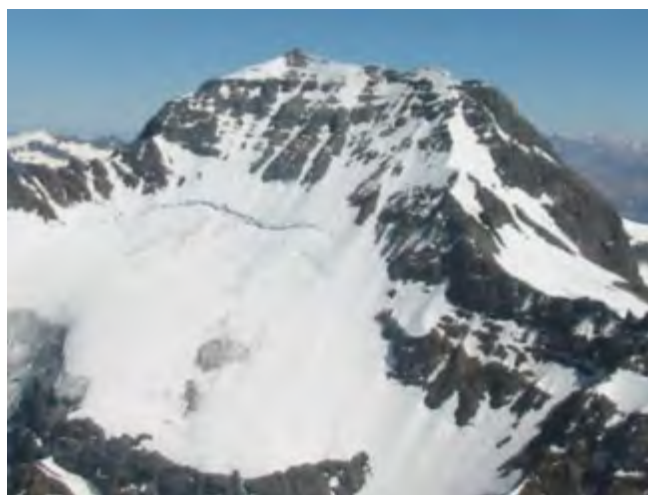


Fig. 4.4.2-A. Rimaya en la falda de hielo del Cerro Dinamarca, Andes del centro de Chile.



Fig. 4.4.2-B. Seracs cerca del frente del glaciar San Rafael, Campo de Hielo Patagónico Norte.

4.5 OTRAS ESTRUCTURAS.

4.5.1 Bandas de suciedad.

Las bandas de suciedad son amplias zonas con forma de bandas en la superficie de hielo de un glaciar, que contienen más suciedad que el hielo vecino. La amplitud de las bandas puede variar desde pocos metros hasta una centena o más de metros.

En la Fig. 4.5.1-A se muestran bandas de suciedad con forma de letra W, en la superficie de un glaciar en Alaska. La sinuosidad de la línea de neviza replica las ondulaciones que se observan transversalmente al glaciar; siendo la cota de la línea de neviza controlada esencialmente por factores

meteorológicos como la temperatura, la línea se encuentra en un plano horizontal que, al intersectar la superficie ondulada del glaciar, produce la forma de letra W de la línea de neviza. Las bandas de la figura se desarrollan hacia aguas abajo de la línea de neviza (la línea imaginaria que separa el hielo antiguo del glaciar de la neviza, la nieve de temporada depositada durante el último invierno), en la Zona de Ablación del glaciar, y replican la forma de la línea de neviza.

La Fig. 4.5.1-B muestra el detalle de niveles de suciedad en un corte en un glaciar. La suciedad se origina por la depositación de polvo en la superficie de nieve de un sector del glaciar particularmente expuesto al transporte y depositación eólica de partículas de suelo y orgánicas levantadas desde áreas vecinas por el viento. Durante el verano, cuando no se produce acumulación de nieve fresca, esto ocasiona la acumulación de suciedad en la superficie de la neviza de parte de la Zona de Acumulación del glaciar, durante toda una temporada de verano (o durante la temporada de fusión de parte del manto de nieve). Sucesivas acumulaciones de nieve invernal, y luego la exposición a la fusión y acumulación de suciedad en superficie durante el verano, forman a lo largo del tiempo secuencias de estratos anuales compuestos de nieve virtualmente limpia en la parte inferior y niveles de suciedad en el techo de cada estrato, como la que se muestra en la Fig. 4.5.1-B.

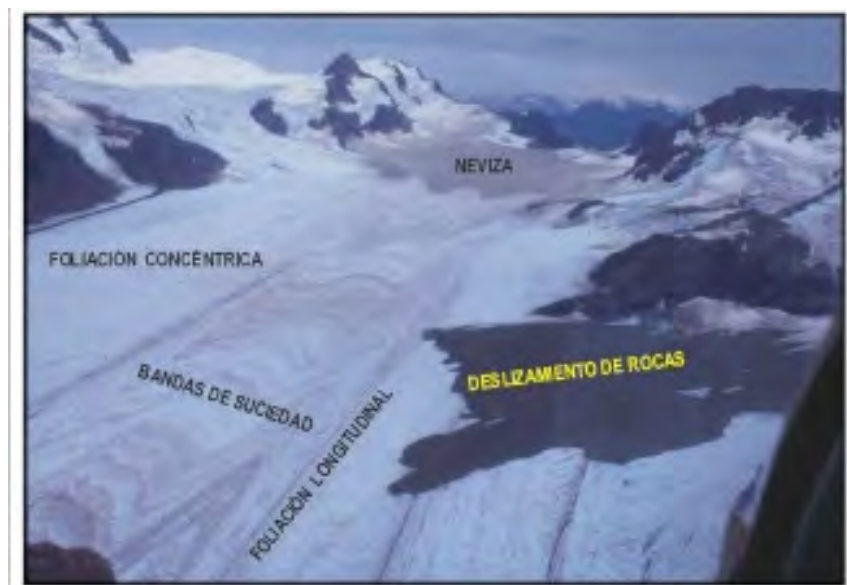


Fig. 4.5.1-A. Bandas de suciedad y otras estructuras en la superficie de un glaciar.

Al estar una secuencia de estratos con techos de nieve sucia afecta a procesos de ablación a lo largo de una lengua glaciar, los niveles de nieve sucia aparecen intersectados por la superficie y expuestos en ella como bandas cuyas amplitudes dependen del espesor de la nieve sucia y de la inclinación de la superficie del glaciar (ver Fig. 4.5.1-C). La fortaleza del colorido de las bandas depende de la cantidad de suciedad acumulada sobre la neviza en cada temporada de verano. En zonas de importante precipitación pluvial durante la temporada de verano, la amplitud de las bandas puede estar algo alterada por el lavado y arrastre de las partículas de suciedad una cierta distancia aguas abajo por la superficie del glaciar.



Fig. 4.5.1-B. Secuencia de estratos anuales de neviza. Cada estrato se compone de un parte inferior de hielo relativamente limpio, y un más bien delgado nivel superior de hielo con abundante suciedad. La suciedad se acumula durante las temporadas “secas”, con la superficie del glaciar expuesta durante un tiempo prolongado (habitualmente algunos meses) a la ablación y acumulación de polvo.



Fig. 4.5.1-C. Bandas de suciedad en la superficie del glaciar. Como se observa en el borde de la grieta bajo la mochila, las bandas de suciedad corresponden a la exposición en superficie de un nivel con abundante suciedad, que corresponde a la exposición en la Zona d Ablación de una antigua superficie de verano con abundante detrito y formada en la Zona de Acumulación, posteriormente sepultada por nieve limpia invernal.

La suciedad en las bandas suele ser la acumulación de polvo y material orgánico de un período seco, pero cuando se produce una secuencia de años de fuerte balance de masa negativo en la Zona de Acumulación de la superficie del glaciar, la ablación puede eliminar la nieve de más de una temporada y la suciedad acumulada representar, en estos casos, más de una temporada de acumulación de polvo.

4.5.2 Ojivas.

Las ojivas son una serie anidada de cordones convexos hacia agua arriba del glaciar, separados por depresiones (senos) entre los cordones, y que en conjunto forman una serie de ondas (ver Fig. 4.5.2-A). Estas ojivas se encuentran a los pies de saltos de hielo en un glaciar, o al pie de tramos de fuerte pendiente y movimiento rápido. La separación entre cresta y cresta es igual a la distancia que

representa la velocidad anual de desplazamiento de la superficie del glaciar en el sector. La amplitud de las ondas puede ser de metros hasta pocas decenas. La magnitud de las ojivas se reduce en la medida que se desplazan glaciar abajo.



Fig. 4.5.2-A. Ojivas al centro de la imagen (sobre y a la izquierda del paraguas) bajo el salto de hielo en la cabecera del glaciar Sherman, Alaska.

Como ha sido observado, el hielo en la cresta de los cordones es mas claro (con menos impurezas), de color más blanco, mientras que en los senos es más azulado y contiene más impurezas que en las crestas.

Nye(1958) explicó las ojivas como formadas en el glaciar cuando el hielo pasa por un salto de fuerte pendiente, con altas velocidades de movimiento. En este caso, el espesor del glaciar se atenúa diferentemente, perdiéndose más hielo por ablación en verano que en invierno. Como consecuencia de esto, a lo largo de un año pasa por el salto un pulso de hielo más grueso (en invierno) y otro más delgado en verano. Por lo mismo, ojivas no se forman en las cabeceras de la Zona de Alimentación, donde el depósito de nieve invernal esconde las irregularidades.

Concordante con lo anterior, el hielo más delgado es el pulso de verano, a su vez con mayor detrito por los procesos de ablación en superficie y depositación de impurezas

4.5.3 Foliación.

La foliación en los glaciares son estructuras planares o estratificadas (ver Fig. 4.5.3-A), originadas por el flujo y deformación del hielo glaciar. Aparecen como estratos de hielo con variados contenidos de burbujas de aire, también como estratos con variados tamaños de cristales de hielo, o como tenues niveles con concentración de impurezas. La foliación más común es aquella en la cual se observan alternancias de estratos de cerca de 1 m de espesor, o menos, de hielo de color blanquecino con abundantes burbujas, con estratos virtualmente libres de burbujas y de color más azulado. En la foliación producida por cambios en el tamaño de los cristales de hielo se observan alternancias de estratos con tamaños de cristales de hielo pequeños, y otros de gran tamaño. Habitualmente son los estratos de grano grueso los que contienen más burbujas.



Fig. 4.5.3-A. Foliación del hielo en tenues bandas claras y azulosas, y también en pequeñas bandas con diferente contenido de impurezas.

La foliación se forma paralela a los planos de máximo esfuerzo de corte, o sea a los planos de mayor cizalle. Así, la foliación puede tener en superficie una expresión de arcos concéntricos convexos hacia aguas abajo (ver Fig. 4.5.1-A, Fig. 4.4-C y Fig. 1.1.1.1-C), o bien aparecer como planos virtualmente verticales y dispuestos paralelos al eje longitudinal del glaciar (ver Fig. 4.5.1-A) en áreas donde se unen dos lenguas glaciares que se desplazan a diferentes velocidades, y se genera un fuerte cizalle entre ambas masas de hielo.

La foliación con niveles de impurezas se observa más comúnmente cerca del frente de los glaciares, donde las concentraciones de impurezas son mayores. En este caso, y en otros, la foliación es debida a la deformación de estructuras pre-existentes, como la de los planos con detritos.

Los planos o estratos de foliación pueden estar plegados y/o fracturados, lo que revela la presencia de una compleja situación de esfuerzos en la masa del hielo glaciar. También, la foliación puede haberse generado en un sector del glaciar donde la situación de esfuerzos es diferente a donde la foliación se observa actualmente, ello debido al normal desplazamiento de las masas de hielo.

4.6 DETERMINACIÓN DE LOS ESFUERZOS EN UN GLACIAR.

4.6.1 Determinación de esfuerzos en la superficie.

4.6.1.1. Determinación de esfuerzos en cuadriláteros.

Los desplazamientos de los glaciares, determinados por la gravedad, las características del glaciar (espesor, densidad, pendientes, ley de flujo de hielo) y el intercambio de masa entre las zonas de acumulación y ablación, genera un campo de esfuerzos que, en general, en la Zona de Acumulación es en tensión en la dirección de flujo del hielo glaciar, y en la Zona de Ablación es en compresión con tensión perpendicular a la dirección de flujo.

La forma de determinar los esfuerzos en la superficie del glaciar consiste, básicamente, en medir deformaciones unitarias en la superficie en diversas direcciones en un cuadrilátero (medir lados y diagonales, ver Fig. 4.6.1.1-A), una de cuyas diagonales se orienta en la dirección del flujo del glaciar, y así determinar las direcciones en que la deformación es máxima (dirección principal) y mínima, para posteriormente calcular, empleando la ley de flujo del hielo, el esfuerzo necesario en esas direcciones (esfuerzo principal) para producir la deformación medida.

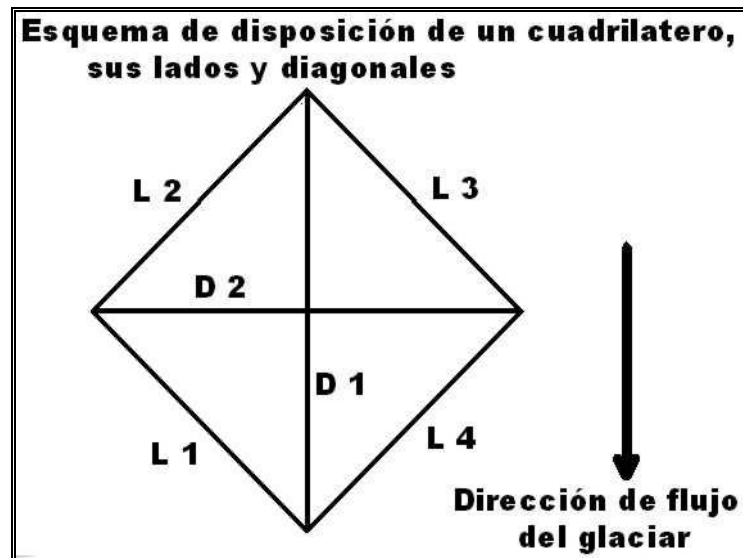


Fig. 4.6.1.1-A. Esquema de la disposición de un cuadrilátero en la superficie de un glaciar, y la numeración de los lados y diagonales para los registros.

El procedimiento consiste en medir en precisión de milímetro las longitudes en cada lado y diagonales de un cuadrilátero de dimensiones de decenas de metros, y repetir las mediciones tras ciertos períodos de tiempo (ver ejemplo de datos en Tabla 4.6.1.1-A). Si las mediciones son realmente precisas, las variaciones entre una y otras mediciones reflejan las variaciones ocurridas en las longitudes, debidas a la deformación del hielo. En cada ocasión, las mediciones deben corregirse según el coeficiente de expansión térmica de la huincha, para lo cual es necesario registrar también en cada ocasión las condiciones meteorológicas, en particular la temperatura del aire, nubosidad y viento.

Un cuadrilátero ideal debiera medir algo menos de 100 m de largo en sus diagonales, de manera de emplear en las mediciones de cada línea un solo largo de huincha. Sin embargo, suele ser difícil encontrar terrenos relativamente uniformes en los que instalar cuadriláteros de incluso no más de 50 m de largo en sus diagonales. Huinchas graduadas en sus extremos en milímetros, y confeccionadas de invar., o de acero inoxidable, suelen estar disponibles en el mercado en longitudes máximas de 100 m.

Si la superficie del glaciar es relativamente uniforme, es suficiente posar la huincha en la nieve o hielo. Si la superficie es irregular, como para que la huincha quede no soportada en largos tramos y se produzcan catenarias, es necesario soportarla a lo menos cada 10 m para reducir el efecto de la catenaria.



Tabla 4.6.1.1-A. Resultados de las deformaciones medidas en lados y diagonales de cuadriláteros instalados en Mayo de 1995 en el glaciar Grin, cordillera del centro de Chile. Datos de entrada para el programa de cálculo Icenet de Geoestudios.

ARCHIVOS DE ENTRADA, PROGRAMA "ICENET".									
FECHA	T°	HORA	TENSION	L1	L2	L3	L4	D1	D2
HUINCHA (kg)									
GRIN, CUADRILATERO ALTO.									
17/05/95,	7.5	14:15,	7.5	37.639	35.097	36.114	42.508	55.115	51.634
25/05/95,	6.6	14:49,	10.0	37.581	35.159	36.048	42.632	55.220	51.570
01/06/95,	7.5	15:07,	10.0	37.537	35.221	36.006	42.743	55.306	51.531
08/06/95,	3.5	16:10,	10.0	37.493	35.287	35.959	42.854	55.407	51.504
GRIN, CUADRILATERO MEDIO.									
09/05/95,	0.0	08:46,	7.5	60.162	54.001	52.786	64.292	80.101	83.088
17/05/95,	13.0	15:16,	7.5	60.515	54.410	52.488	65.910	81.901	82.548
25/05/95,	8.1	15:50,	10.0	60.572	54.621	51.837	66.914	83.162	81.860
01/06/95,	4.5	16:00,	10.0	60.488	54.673	51.217	67.493	83.529	81.113

Las mediciones de longitudes deben hacerse con la huincha tensada, aplicando siempre la misma carga, por ejemplo de 10 kg en terreno irregular con la huincha soportada, o 5 kg en terreno de relieve uniforme y toda la huincha posada en la superficie de nieve o hielo. Mayor carga dificulta la observación, y menos carga permite la formación de importantes catenarias en terrenos de superficies rugosas, como el caso de glaciares de roca. Debido a la necesaria aplicación de cargas, no es aconsejable el empleo de huinchas de materiales sintéticos, debido a las deformaciones que en ellas ocurren.

La radiación solar calienta en cierto grado huinchas manchadas u oxidadas. Para evitar esto se recomienda:

- Cuidar la huincha para evitar formaciones de óxido o la adherencia de suciedad.
- Al cargar la huincha hacerlo siguiendo la línea de esta, de manera de evitar torceduras irrecuperables.
- Emplear huinchas de acero inoxidable, las que reflejan como espejo parte importante de la radiación solar.
- De ser posible, realizar las mediciones de noche, siempre y cuando esto no implique riesgo para las personas. Alternativamente, medir temprano en las mañanas, o al atardecer.

Empleando la ley de flujo del hielo, a partir de las deformaciones se calcula la magnitud de las tensiones y la orientación de los ejes del campo de esfuerzos, utilizando para ello el procedimiento indicado por Nye (1958).

A modo de ejemplo, las figs. 4.6.1.1-A y B muestran los resultados del cálculo de esfuerzos, empleando el programa "Icenet" de Geoestudios. Uno de los dos cuadriláteros de ejemplo se ubica en la Zona de Acumulación del glaciar y exhibe esfuerzos en tensión en ambos ejes y en aumento; el otro, se ubica en la Zona de Ablación y muestra un esfuerzo en compresión en el eje paralelo al flujo del glaciar.

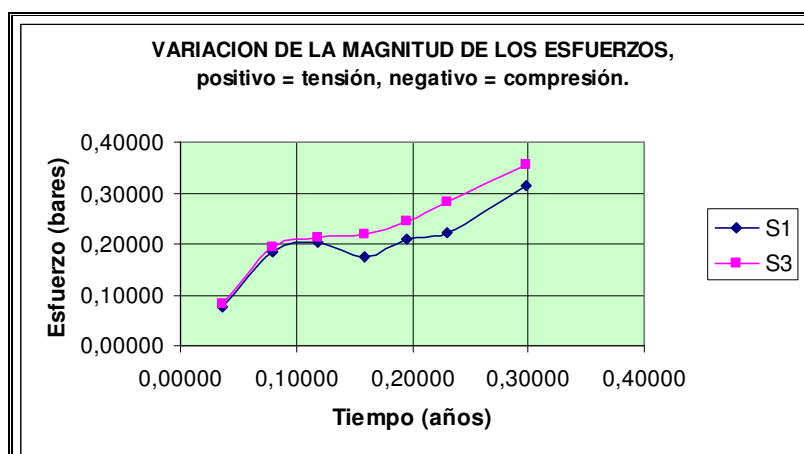


Fig. 4.6.1.1-B. Variación de la magnitud de los esfuerzos en un cuadrilátero en la Zona de Acumulación de un glaciar, en la cordillera del centro de Chile.

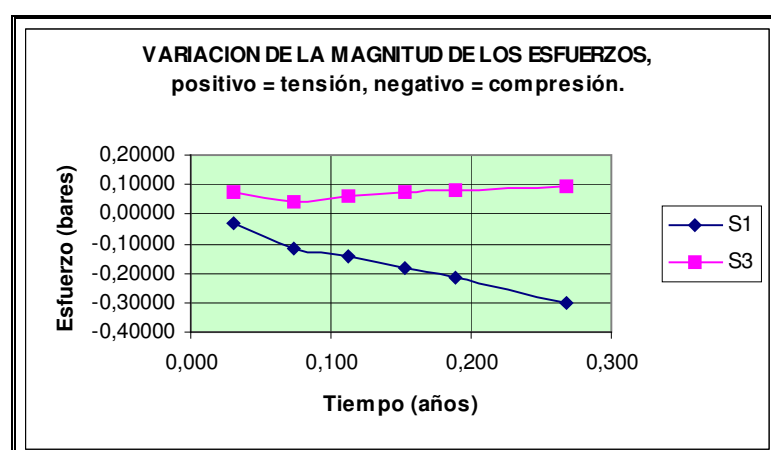


Fig. 4.6.6.1.1-C. Variación de la magnitud de los esfuerzos en un cuadrilátero en la Zona de Ablación de un glaciar, cordillera del centro de Chile.

4.6.1.2. Determinación de esfuerzos a partir de las velocidades.

Para calcular los esfuerzos en superficie también es posible utilizar, en lugar de las deformaciones medidas en un cuadrilátero, las tasas de deformación determinadas mediante las gradientes de las velocidades.

Los componentes de la velocidad horizontal en superficie paralela al eje longitudinal del glaciar (V_X), y perpendicular a este (V_Y) se obtienen de los datos de velocidades horizontales en la superficie. Las gradientes de las velocidades:

$$\begin{aligned} &\partial V_X / \partial X \\ &\partial V_X / \partial Y \\ &\partial V_Y / \partial Y \quad \text{y} \\ &\partial V_Y / \partial X \end{aligned}$$

pueden estimarse a partir de los componentes de las velocidades, calculados como:



$$E'_X = \partial V_X / \partial X$$

$$E'_Y = \partial V_Y / \partial Y$$

$$E'_{XY} = 0,5 * ((\partial V_X / \partial Y) + (\partial V_Y / \partial X))$$

tras lo cual las tasas de los esfuerzos principales pueden estimarse empleando el círculo de Mohr.

4.6.2 Esfuerzos de corte en la base de un glaciar.

Los esfuerzos de corte (Γ_B) presentes en la base de un glaciar pueden estimarse a partir de la ecuación de Nye (1952):

$$U_O - U_B = h * (1 / (N - 1)) * (\Gamma_B / A)^N$$

donde U_O es la velocidad en superficie, U_B es el deslizamiento en la base del glaciar, h es el espesor del hielo, A es la constante en la ley de flujo del hielo, y N es el exponente en la ley de flujo del hielo. Despejando el esfuerzo de corte resulta:

$$\Gamma_B = \sqrt[N]{(((U_O - U_B) * (N + 1) * A^N) / h)}$$

Para el cálculo de Γ_B puede emplearse el componente horizontal de la velocidad en superficie, la velocidad de deslizamiento en la base (medida o calculada como se señala más arriba), y el espesor de hielo medido o estimado. Según se ha indicado previamente, los valores más aceptables de parámetros de la ley de flujo del hielo son $N = 3$ y $A = 0,164$.



5 INFLUENCIA DE LOS GLACIARES EN LA HIDROLOGIA FLUVIAL.

5.1 ASPECTOS GENERALES.

Partes importantes de este capítulo han sido recopiladas y traducidas del texto del Dr. G. Østrem sobre la influencia del hielo y la nieve en la hidrología fluvial.

La distribución del agua en el mundo es como se muestra en la Tabla 5.1-A:

Tabla 5.1-A. Distribución del agua en el mundo.

Fuente de agua	Volumen de agua (km³)	Porcentaje del agua fresca	Porcentaje del agua total
Océanos, mares y bahías	1.338.000.000	--	96,5
Glaciares	24.064.000	68,7	1,74
Agua subterránea	23.400.000	--	1,7
Fresca	10.530.000	30,1	0,76
Salina	12.870.000	--	0,94
Humedad en el suelo	16.500	0,05	0,001
Hielo en el suelo	300.000	0,86	0,022
Lagos	176.000	--	0,013
Fresca	91.000	0,26	0,007
Salina	85.400	--	0,006
Atmósfera	12.900	0,04	0,001
Pantanos	11.470	0,03	0,0008
Ríos	2.120	0,006	0,0002
Agua biológica	1.120	0,003	0,0001
Total	1.386.000.000		100

La precipitación varía grandemente con la cota. En general, los montos de precipitación son mayores en cotas altas que en cotas bajas. Por lo mismo, son mayores en zonas montañosas que en otras de escasa altura. Diferencias similares se producen en el rendimiento de agua. También en general, las zonas montañosas producen más agua que las zonas bajas.

Cuando se considera la descarga de agua desde áreas con glaciares, hay tres puntos particulares que deben tomarse en consideración:

- 1) La fusión ocurre en períodos cortos, generalmente durante pocos meses del año.
- 2) La fusión es diferente en años diferentes, lo cual tiene que ver con el balance de masa de los glaciares.
- 3) En las montañas con glaciares la precipitación es, en general, mayor que en las montañas sin glaciares, lo cual significa más aguas para los ríos, proveniente de las superficies de nieve y de los glaciares. En las superficies de nieve la temperatura en los días veraniegos es 0°C, o cercano a ello, lo cual significa, en condiciones especiales, que existe condensación (y más hielo) en los glaciares.

En las regiones montañosas con nieve y glaciares, cerca del 80% de la descarga de agua de las cuencas se produce en aproximadamente cuatro meses de la temporada estival; esto debe considerarse



al planificar el uso de los recursos hídricos (disponibilidad del recurso, tipo de uso, embalses, generación hidroeléctrica, etc.). Por otra parte los glaciares ejercen una gran influencia en la descarga de aguas. En algunos años (como de veranos fríos) retienen agua en la cuenca incrementando su propia masa, mientras que en otros (en veranos cálidos) entregan agua adicional a los ríos, en exceso del agua precipitada en ese año.

Por lo anterior, para evaluar la hidrología fluvial en cuencas de montaña se debe, entre otros, medir la descarga en los ríos, y determinar el balance de masa de los glaciares presentes, vale decir, lo que está ocurriendo en los glaciares y, en particular, las tasas de fusión. También es importante contar con inventarios de glaciares en las cuencas, y ensayar formas para extrapolar datos de un glaciar, a otros vecinos en la misma cuenca.

Es posible predecir la esorrentía que se origina en un glaciar, contando con un conocimiento del balance de masa del glaciar (el cual incluye los balances de hielo, calórico e hídrico) y un pronóstico de los parámetros meteorológicos. Obviamente, temperaturas más altas promueven la fusión de hielo y la descarga desde los glaciares, pero también importan el viento, la humedad del aire, la precipitación y los otros factores meteorológicos. Una forma de realizar predicciones con algunos días de anticipación es empleando fórmulas como (ver también, a modo de ejemplo, la Fig. 5.1-A):

$$Q = k_1 + k_2 \times t \times V + k_3 \times t \times P + k_4 \times t$$

donde:

Q = descarga diaria,

K₁, k₂, k₃, etc. = constantes,

t = es la temperatura media diaria,

P = precipitación,

V = recorrido de viento, diario

5.2 EL BALANCE DE MASA DE UN GLACIAR Y SU IMPACTO EN LA ESCORENTÍA.

La descarga desde una cuenca puede expresarse, de manera simple, como:

$$Q = P - E$$

donde Q es el agua descargada, P es el agua precipitada, E es el agua evaporada.

Parte del agua puede “perderse” de la esorrentía superficial como agua subterránea, pero en áreas montañosas el agua subterránea es, por lo general, poco importante. Si hay un glaciar en la cuenca, impactará en algún grado el escurrimiento, y la descarga será:

$$Q_n = P - E \pm \text{balance de masa del glaciar}$$

Cuando un glaciar pierde masa, entregará agua a la cuenca adicional a aquella de la precipitación, y en la ecuación de arriba el termino “balance de masa” tendrá un signo positivo. Esto ocurre, sobretodo, en veranos calurosos. Al contrario, en veranos fríos el signo será negativo. Para poder dimensionar estas cantidades, la de la influencia del balance de masa del glaciar en la esorrentía, es necesario estudiar el glaciar, en particular su balance de masa.

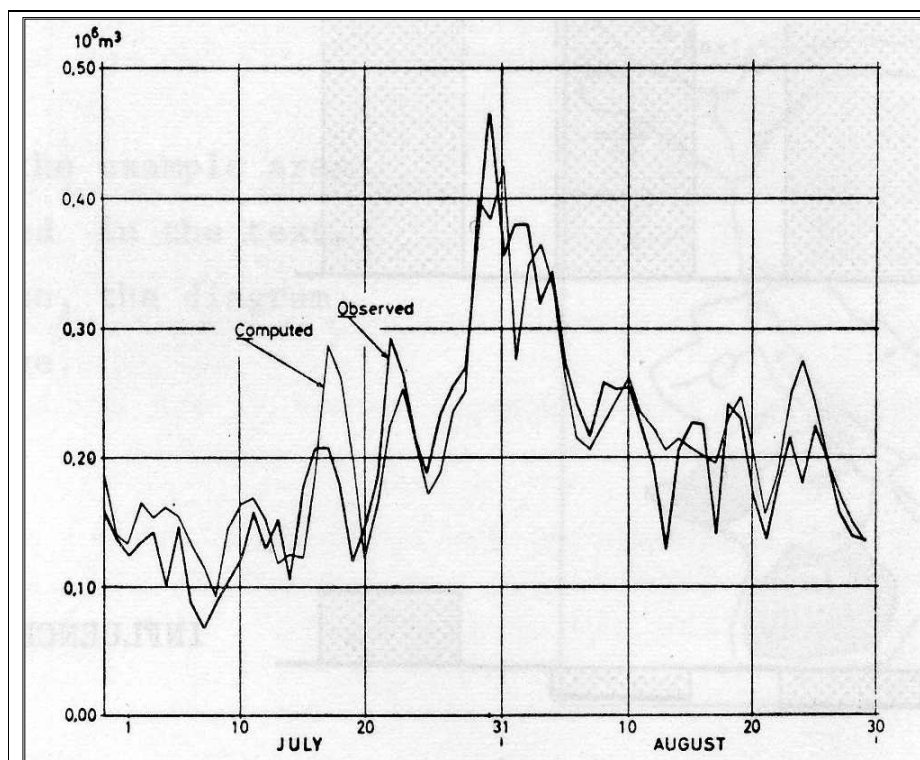


Fig. 5.1-A. Descarga diaria calculada y observada, desde el glaciar Vesledalsbreen, Noruega, 1969.
Calculada con la ecuación: $Q = 0,217 \cdot 0,163 t_3 V_3 + 0,195 t_2 P_2 + 0,165 t_2$ (en 10^4 m^3)

Durante la temporada invernal el glaciar se cubre de nieve (excepto en inviernos secos). Normalmente se acumula más nieve en las partes altas que en las bajas. Pero, donde ocurren avalanchas de nieve este patrón de la acumulación nival puede distorsionarse por la depositación de importantes volúmenes de nieve en los sectores intermedios del glaciar. Al inicio de la temporada veraniega, todo o gran parte del manto de nieve comenzará a fundirse. Pero, la fusión será, normalmente, más alta en la parte baja del glaciar donde las temperaturas son más altas. En la mayoría de los veranos algo de la nieve invernal quedará en las partes altas del glaciar. Esto, que suele repetirse año tras año, produce una acumulación de nieve tal que, junto con su metamorfismo a hielo del glaciar en el tiempo, es forzada por su propio peso a deformarse y deslizarse moviéndose pendiente abajo, hasta llegar a cotas donde la acumulación es cero y solamente se pierde masa a lo largo de un año. En aproximadamente la mitad del glaciar en cota, hay un área en la que no se gana ni pierde masa: esta es la ubicación de la Línea de Equilibrio del glaciar (ver Fig. 1.1.1.1-D). Esta línea suele ser visible en fotografías aéreas y observada en terreno por el paso desde hielo en la superficie de glaciar a neviza de menor densidad en la parte alta del glaciar.

Si la masa de hielo fundida en la Zona de Ablación del glaciar (con respecto a la superficie inicial al comienzo del invierno anterior) es igual a la masa ganada en la Zona de Acumulación (también con respecto a la superficie de neviza al término del verano anterior), el glaciar está en equilibrio (lo que no ocurre a menudo). En un año de este tipo el glaciar no produce impacto alguno en el caudal de descarga total anual de los ríos de la cuenca. Lo hace cuando las masas anuales fundidas y ganadas son desiguales.



Para medir la acumulación total que recibe el glaciar (o más correctamente el “balance de invierno”), el primer paso consiste en medir el espesor de la nieve de temporada, hincando una sonda para este fin aproximadamente cada 50 m a lo largo de recorridos longitudinales y transversales por el glaciar. La sonda suele ser un tubo de aluminio, graduado para facilitar la lectura. Hincando la sonda, es fácil discernir la profundidad a la superficie de hielo del verano, porque la sonda manual no lo penetra. Es más difícil diferenciar la nieve fresca, con sus posibles lentes de hielo (que se producen tras días asoleados y fusión y recongelamiento de parte de la superficie de nieve), de la neviza del invierno anterior algo más densa. Esto requiere cierta práctica, experimentación y eventuales controles con testigos de nieve o en pozos de nieve. Se está, aún, experimentando con información satelital que permita diferenciar, en un mismo punto sobre el glaciar, cotas al final de la temporada de verano y luego nuevas y mayores cotas con la cubierta de nieve invernal.

Además del espesor del manto de nieve, es necesario conocer su densidad (vale decir, su equivalente en agua) para calcular el total de la masa acumulada. Esto se hace excavando pozos en la nieve, de donde se extraen muestras de volumen conocido y se pesan para determinar la densidad. El procedimiento se describe en el Manual de Nivometría.

Para medir la ablación en un año (entre el término de un verano y del siguiente), se insertan estacas (tubos de aluminio, coligues, o simples trozos de alambre donde la ablación es muy alta y la perforación para insertar estacas es demorosa) en el hielo y la neviza cercana a la Línea de Equilibrio (más arriba en el glaciar el remanente de la nieve de invierno cubrirá las estacas, y se mide el descenso de la superficie con respecto al extremo de la estaca (o del alambre). Si la superficie es de hielo, se puede asumir el valor de la densidad del hielo; de ser neviza, debe medirse la densidad como se hay indicado más arriba.

A partir de todas las mediciones de espesor y densidad, se calcula el equivalente en agua en cada punto sondeado del glaciar, y estos resultados se colocan sobre un mapa según las coordenadas de cada punto (obtenidas, por ejemplo, con GPS durante el sondeo). Este es el mapa de acumulación (valores positivos o negativos), en el cual se trazan las líneas que unen los puntos de igual valor (o se interpolan), llamadas iso-líneas de acumulación expresadas como equivalentes en agua (generalmente en g/cm^3).

Si el procedimiento anterior se hace al inicio y luego se repite a final del invierno, y otro tanto para el final de verano, se obtienen los mapas de Balance de Invierno (de acumulación) y Balance de Verano (de ablación). El mapa de Balance de Invierno contiene, además de la nieve precipitada, aquella que es movida y depositada por el viento, por lo cual los valores de acumulación pueden no ser bandas uniformes en el glaciar, pero la repetición año tras año de las observaciones arroja, finalmente, el diseño regular de las acumulaciones de nieve.

Basado en el mapa de acumulación, es posible calcular la masa total (expresada como equivalente en agua) depositada o perdida en la superficie del glaciar entre iso-líneas de acumulación (ver el capítulo 3 sobre el Balance de Masa) y para todo el glaciar. Finalmente, se puede expresar la variación de la acumulación (y de la ablación) con la cota, con diagramas como el de la Fig. 5.2-A.

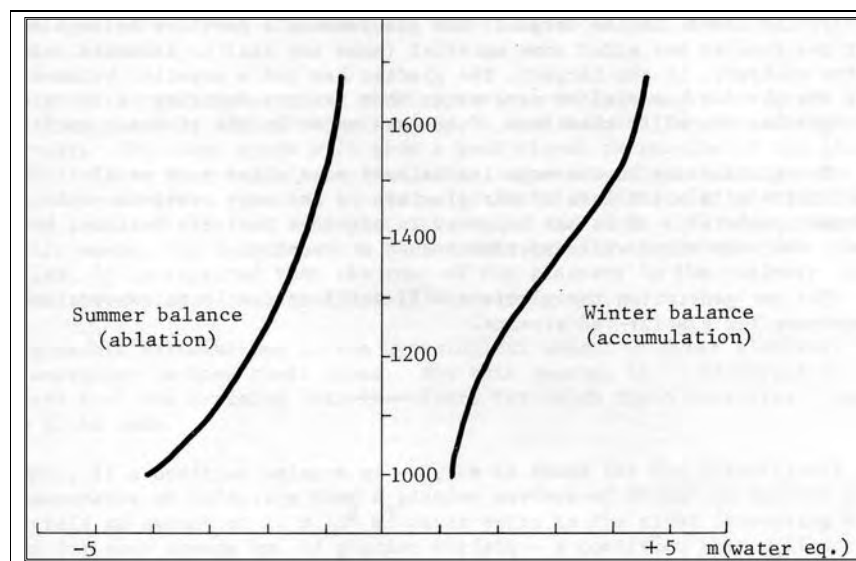


Fig. 5.2-A. Variación de la acumulación-ablación de verano (ablación) y de invierno (acumulación) expresado como equivalente en agua (en el eje de abscisas) y cota de la superficie del glaciar (en metros).

El monto total de la acumulación, menos el monto total de la ablación, proporciona la hoja de balance total de masa, el que se puede presentar para todo el glaciar, o separado por rangos de cota, como en la Tabla 5.2-A.

Tabla 5.2-A. Ejemplo de hoja de balance en un glaciar, en intervalos de cota. Se debe expresar como equivalente en agua (por ejemplo, m³, o millones de m³)

Intervalo de cota	Balance de invierno (acumulación)	Balance de verano (ablación)	Balance anual
1000 - 1100	Xxx	yyy	zzz
1100 - 1200	Xxx	yyy	zzz
1200 - 1300	Xxx	yyy	zzz
1300 - 1400	Xxx	yyy	zzz
TOTAL	Xxx	yyy	zzz

También es posible realizar lo anterior con un solo control de acumulación y ablación, por ejemplo al final de la temporada de verano de manera que lo que se registra es la masa neta ganada en la Zona de Acumulación en un año, y lo mismo para la masa perdida en la Zona de Ablación. En este caso no se tendrá conocimiento de toda la masa ganada y toda la perdida, sino solamente los resultados finales a lo largo de un ciclo de un año.

Si la ablación total iguala a la acumulación total, el glaciar está en equilibrio, lo cual raramente ocurre en un año, pero si puede ocurrir con el promedio de balances de varios años. Si la acumulación excede a la ablación, el glaciar tiene un balance positivo y ha adicionado material a su masa. Si la ablación es mayor que la acumulación, el glaciar tiene un balance negativo, lo que significa que ha entregado mas agua que la ganada; esto origina un mayor escurrimiento anual en el río que emerge de la cuenca con glaciares, que aquel producto de la sola precipitación.



Un glaciar puede tener un balance negativo, año tras año, hasta que se extingue; esto ha ocurrido en tiempos históricos, y también en tiempos geológicos. Actualmente, y con un registro solo parcial, parecen ser amplia mayoría los glaciares con un balance de masa negativo, tendencia que se estima ocurre desde aproximadamente 40.000 años o más, cuando los glaciares estaban en su máxima extensión.

5.3 EL MAPEO E INVENTARIO DE GLACIARES Y SU RELACIÓN CON LOS RECURSOS HÍDRICOS.

Se ha señalado más arriba que es posible medir todos los aspectos del balance de masa de un glaciar y su efecto en cuanto a los recursos hídricos. Para poder calcular el impacto de otros glaciares presentes en una cuenca, es necesario conocer sus atributos en cuanto a extensión, cotas y otros, de manera de extrapolar los resultados del glaciar investigado a otros glaciares vecinos en la cuenca. Para ello es necesario confeccionar un mapa que muestre a todos los glaciares existentes en la cuenca en la cual se deben realizar estimaciones del recurso hídrico, vale decir, hacer un inventario de glaciares en la cuenca. Tras esto, es posible realizar una estimación preliminar del recurso aportado por los glaciares suponiendo que superficies de hielo a cotas similares, y en condiciones de relieve similares (sobre todo de exposición al sol y al viento), entregarán a la cuenca un monto similar de recurso por extensión de superficie.

El inventario de glaciares, por cuenca, es necesario porque:

- a) Cada país, y cada cuenca, necesita conocer sus recursos de hielo, para utilización actual y futura del agua de fusión que de ellos emana.
- b) Interesa a todo país, y a toda cuenca, conocer los aspectos físicos del territorio. Los glaciares pueden ser un recurso muy valioso para las regiones montañosas, en varios aspectos, incluso paisajístico y turístico.
- c) Por razones puramente científicas, como la cantidad de hielo existente, o como indicadores de cambio climático,
- d) Como fuentes de agua que sustentan humedales y la biota entorno a ellos.

Desde la década de los años 1970 existen recomendaciones de UNESCO respecto a la forma como debe realizarse el inventario de glaciares. Detalles al respecto se presentan más adelante en este Manual. Aquí, y de manera general, se listan a continuación los aspectos más relevantes de cada glaciar en el inventario y en relación con la evaluación de los recursos hídricos:

- a) El área total del glaciar y su ubicación exacta.
- b) La longitud del glaciar.
- c) La cota de los puntos más altos y más bajos.
- d) El volumen de hielo en el glaciar. A partir de mediciones, o de la mejor estimación.
- e) La exposición de la superficie del glaciar, y su dirección general de flujo.
- f) Presentar el glaciar en un mapa.

Con el inventario de glaciares realizado, es posible desarrollar análisis estadísticos de los glaciares y, desde luego, realizar evaluaciones de sus contribuciones al recurso hídrico.

Comparando mapas de escalas similares pero realizados con información de diferentes años, y sobre todo entre largos períodos de tiempo, es posible obtener una idea general del aumento o reducción del volumen, y de la ganancia o pérdida de masa de los glaciares. Sin embargo, la calidad de los mapas varía enormemente y esta comparación puede resultar en grandes errores; aún en los mapas de escala detallada se encuentran importantes errores en zonas montañosas. Errores en la extensión de los glaciares son comunes cuando los mapas se han confeccionados en base a imágenes (fotos terrestres, aéreas o satelitales) obtenidas con una cubierta de nieve invernal; aunque existen métodos para disminuir este tipo de error, es virtualmente imposible eliminarlo totalmente.

5.4 DESCARGA ESPECÍFICA Y EL ALMACENAMIENTO DE AGUAS EN AREAS ENGLACIADAS.

El concepto de descarga específica fue desarrollado como un herramienta importante para la evaluación y planificación de los recursos hídricos. La descarga específica se define como el rendimiento de agua de un área unitaria, y se encuentra dividiendo la descarga anual total medida en una estación limnigráfica, por la superficie del área de la cuenca; se expresa, por ejemplo, en litros por segundo por kilómetro cuadrado. Con este concepto es posible comparar varias cuencas, de diferentes dimensiones cada una, utilizando un escala de tiempo anual (por ejemplo, un año = $31,56 \times 10^6$ segundos).

A modo de ejemplo, si se desea calcular la cantidad de agua que puede rendir la cuenca X de la Fig. 5.4-A, tras calcular la descarga específica en cuencas con control como las señaladas en la Fig. 5.4-A, se dibujan líneas isohydatas de igual descarga específica y de ellas se concluye la descarga específica de la cuenca X (aprox. 40 l/s km^2).

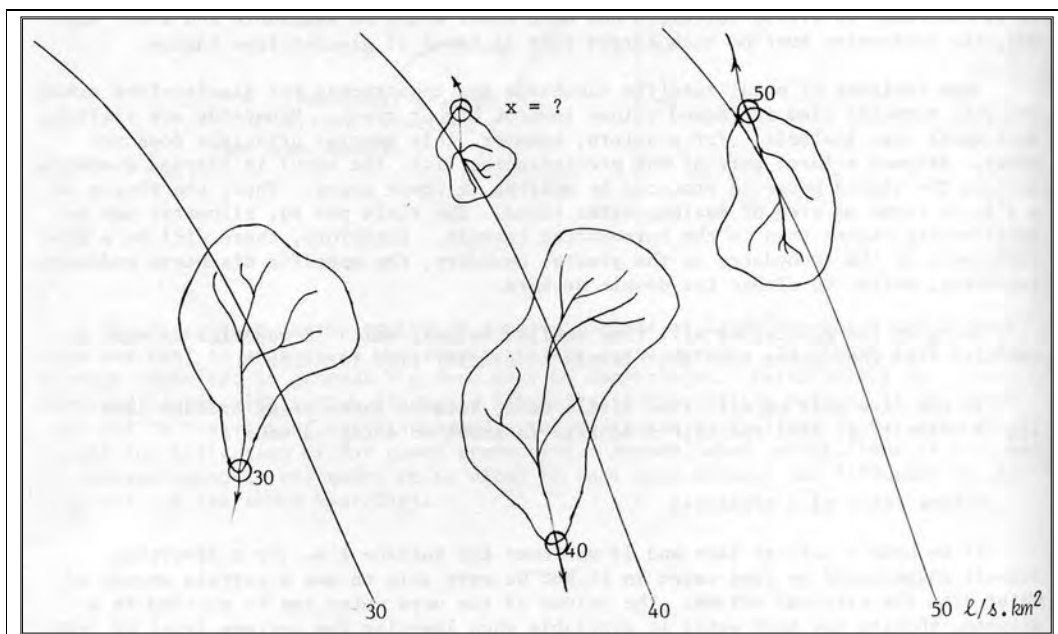


Fig. 5.4-A. Ejemplo del trazado de líneas isohydatas (de igual descarga específica) en un mapa con cuencas controladas, para evaluar la descarga específica en una cuenca X sin control.



Los glaciares se ubican en zonas montañosas, en grandes alturas (excepto aquellos de zonas polares o subpolares), lo que hace a estas áreas importantes desde el punto de vista de generadoras de recursos hídricos. Evidentemente, y como ya ocurre, la demanda de recursos desde estas zonas es y será cada vez mayor. Sin embargo, el agua que producen los glaciares escurre mayormente en un corto período de tiempo; un escurrimiento menor proviene de la fusión del hielo en la base de los glaciares, siendo este un aporte permanente y de magnitud constante en el corto y mediano plazo. Estas variaciones deben conocerse para evaluar el uso y eventual almacenamiento del recurso, puesto que, por ejemplo, se requieren embalses de mayor capacidad en cuencas englaciadas que en cuencas sin glaciares.

En zonas montañosas sin glaciares, las líneas isohydatas aumentan de valor con la altura. Pero esto no es así en cuencas con glaciares, porque parte de la precipitación nival permanece en las Zonas de Alimentación de los glaciares, desde donde transita hacia cotas menores (las Zonas de Ablación de los glaciares), donde se produce el agua por fusión del hielo. Así, la lengua terminal de un glaciar es una zona de máxima descarga específica, mayor que aquella del terreno circundante; por otra parte, ascendiendo por el glaciar las descargas específicas desde su superficie normalmente se reducen con la mayor cota.

El agua que se almacena en grandes reservorios en períodos de alta descarga, puede conservarse de un año a otro si el reservorio es lo suficientemente grande. Esto requiere, habitualmente, la construcción de grandes muros, más aún en áreas con glaciares donde la descarga es de gran intensidad en los períodos de fusión. Por esto, al calcular la capacidad de almacenamiento es vital considerar la influencia de la fusión del hielo de glaciares en la hidrología de los ríos.

5.5 EL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN RÍOS DE ZONAS ENGLACIADAS.

5.5.1 Formas de transporte de sedimentos.

Todos los ríos del mundo transportan materiales hacia áreas de menor cota y, eventualmente, al mar o lagos. El material se transporta en la forma de soluciones químicas, o bien como partículas desde pequeñas a grandes tanto de origen orgánico como inorgánico. Las formas de transporte pueden clasificarse como:

- a) Material en suspensión (partículas de pequeño tamaño),
 - i. Carga lavable, es el material más fino, que no se deposita en el río porque permanece siempre en suspensión.
 - ii. Carga en suspensión, es el material en suspensión que se deposita en tramos o lugares del río donde el flujo es poco turbulento.
- b) Carga de fondo, como:
 - i. Rodando por el fondo, o
 - ii. Deslizando sobre el fondo.
 - iii. En saltación, que es realizando pequeños saltos muy cerca del fondo. Es un modo intermedio entre el transporte en suspensión y la carga de fondo propiamente tal,
- c) Material disuelto (soluciones químicas).

El material transportado es depositado en mares o lagos, pero el más fino permanece en suspensión en el agua durante un largo tiempo, dependiendo, en parte, de la turbulencia en esta, creada por olas y corrientes.

El sedimento que producen los glaciares y transportan los ríos que de ellos emergen es material inorgánico, y puede ser una cantidad muy grande (ver Fig.5.5.1-A). Es importante conocer estos volúmenes porque, por ejemplo, pueden colmatar un embalse rápidamente (ver Fig.5.5.1-B), en pocos años o decenas de años.



Fig. 5.5.1-A. El color café del río que emerge desde el frente de un glaciar indica una alta carga de sedimentos.



Fig. 5.5.1-B. Embalse colmatado por sedimentos.

En general, dentro de rangos de tamaño no extremadamente diferentes, no existe una relación entre el tamaño del glaciar y la producción de sedimentos.



5.5.2 Métodos de estudio de sedimentos.

El método más directo de estudio de transporte de sedimentos en un río consiste en obtener muestras de agua cada ciertos intervalos de tiempo. La mayoría de los muestreadores son recipientes de aproximadamente 1 litro, con un tubo horizontal en su boca; este tubo debe tener un diámetro tal que permita al agua entrar al recipiente con la misma velocidad que la del flujo de agua en el río (para ello existen tubos intercambiables, de diferentes diámetros). Si estas velocidades no coinciden, la muestra no será representativa ya que, por ejemplo, si la velocidad del agua en el tubo es menor que la del flujo del río la cantidad de sedimentos será mayor.

La mayoría de los muestreadores de tipo estándar son recipientes de 0,5 litros, un volumen demasiado pequeño para los habitualmente turbulentos ríos que descargan los glaciares, y mas bien apropiados para flujos laminares de grandes ríos tranquilos. Si el río es muy turbulento, como suelen ser los ríos que emergen de frentes glaciares, puede ser suficiente una botella de boca ancha, de 1 litro de volumen, y que se sostiene en el río a un ángulo de 45° contra la corriente. Es conveniente obtener muestras del fondo del río, para dimensionar la carga de fondo, y muestras a otras profundidades. El obtener adecuadas muestras de fondo requiere el empleo de muestreadores especialmente diseñados, pues deben capturar el material que se mueve en rotación, deslizamiento, o con saltación de poca altura. En general, en flujos turbulentos, como suelen ser los ríos que emergen de glaciares, la concentración de sedimentos en suspensión suele ser similar en todo el espesor de agua, no así en los ríos tranquilos de flujo laminar

Para evitar enviar toda la muestra de agua al laboratorio de análisis, es conveniente filtrarla en terreno. Esto se hace con un simple papel filtro colocado en forma de embudo y sobre el cual se vierte el contenido del muestreador, agitándolo y lavándolo con agua pura para asegurar que todo el sedimento se vierta en el papel filtro. Sin embargo, es preferible contar con un aparato filtrador (ver Fig. 5.5.2-A) hecho de plexiglas y metal, con un papel filtro de forma circular colocado en su fondo perforado (es preferible conocer el peso del papel filtro); la muestra se vierte en el aparato y se aplica una leve presión de aire (con una bomba manual, tipo de bicicleta) para acelerar la descarga de agua – todo el proceso requiere de pocos minutos. El papel filtro, con los sólidos depositados en el, se pliega y se coloca en un sobre plástico hermético para envío a laboratorio. En el papel filtro quedarán retenidos todos los materiales de tamaño superior al de los poros del papel filtro.

En el laboratorio el papel filtro se coloca en un crisol de cerámica y calcinado a cerca de 700° para destruir el papel (no es recomendable emplear temperaturas mayores puesto que descomponen algunos carbonatos). También se destruye la materia orgánica, pero numerosos ensayos de laboratorio han demostrado que en el agua de ríos que emergen de glaciares el contenido de materia orgánica es siempre inferior al 10%, de escasa relevancia práctica. En el crisol tras la calcinación queda el material inorgánico, el cual se pesa y, considerando que la muestra proviene de 1 litro de agua, se obtiene la concentración de sedimentos por volumen de agua.

Es altamente probable que muestras de sedimentos obtenidos en el mismo punto de un río en horas diferentes exhiban concentraciones diferentes. Por ello, para construir gráficos de concentración de sedimentos y calcular la cantidad transportada es preciso obtener muestras en diversas horas del día, y en diversos días del año. Luego, en un gráfico de este tipo, será posible interpolar resultados (ver ejemplo Fig. 5.2.2-B).



Fig. 5.5.2-A. Equipo portátil para el filtrado de muestras de agua y separación del sedimento.

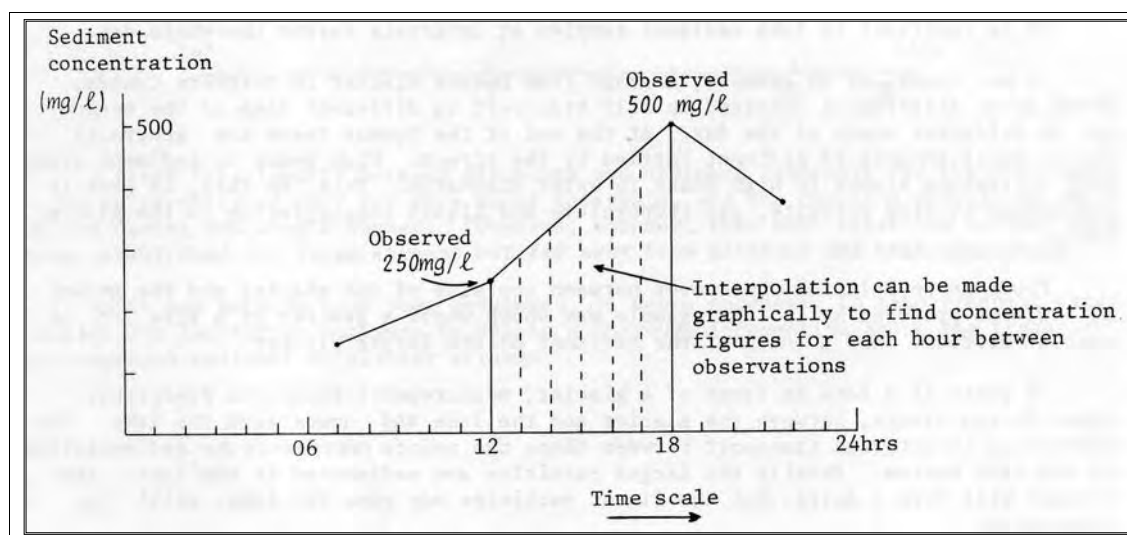


Fig. 5.5.2-B. Ejemplo de gráfico de concentración de sedimentos transportados en un río.

Para obtener la masa del sedimento transportado en un cierto período de tiempo se debe multiplicar la concentración de sedimentos, por el caudal y por el período de tiempo que se desea

evaluar. El volumen del material transportado puede evaluarse suponiendo una densidad media de las partículas del material inorgánico.

En los ríos que emergen de glaciares (y en muchos otros también) el transporte de sedimentos a lo largo de un día (ver Fig. 5.2.2-C) alcanza su máximo valor algunas horas antes del pico de la descarga de agua (2 a 4 horas antes), aparentemente como una capacidad del flujo de agua de remover parte del sedimento dejado en el lecho del río por las caudales bajos de las horas nocturnas. También varían las concentraciones de sedimentos a lo largo del año, siendo mínimas en los días invernales y máximas en verano. En general los picos del transporte de sedimentos se aproximan, en el tiempo, a los picos de la descarga de aguas; estas últimas están, a su vez, influenciadas por los parámetros meteorológicos, tales como, radiación solar, viento, temperatura del aire y precipitación líquida.

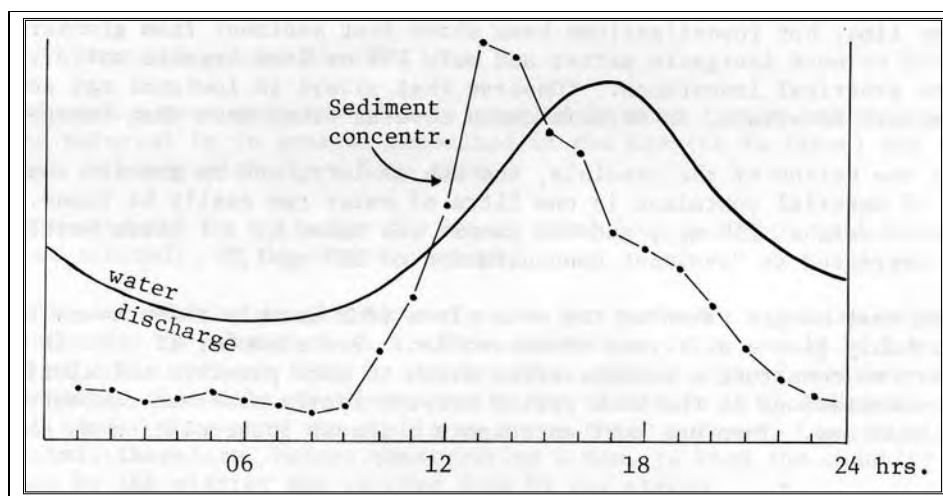


Fig. 5.2.2-C. Ejemplo de gráfico de concentración de sedimentos transportados por un río a lo largo de un día (río del glaciar Denade, Canada).

Si existe un lago al frente de un glaciar, este atraparà, en sus aguas tranquilas, los sedimentos gruesos aportados por el río que emerge desde el glaciar. Mediciones de descarga de sedimentos en los ríos a la entrada y la salida del lago, indicarán, por diferencia, la cantidad de sedimentos depositada en el lago.

Es común observar fuertes variaciones de la concentración de sedimentos en ríos que emergen de glaciares y, en general, en turbulentos ríos de montaña. Entre otras razones para ello, una común es la de súbitas caídas de material al cauce por erosión de los bancos del río. Por esto, también, muestreos de cargas de sedimentos realizados de manera puntual u ocasional pueden entregar valores poco reales del transporte de sedimentos en el mediano o largo plazo.

5.5.3 La carga basal.

La carga basal que transporta un río no se puede medir con muestreadores tipo botellas que atrapan el material en suspensión. En general, es difícil estimar; algunos procedimientos son:



- a) Colocar un recipiente tipo bandeja en el fondo del río, y extraerlo con el sedimento acumulado cada ciertas horas o días. En general, no es un método muy confiable puesto que la misma bandeja altera las condiciones en el lecho del río.
- b) Otro método consiste en medir el crecimiento del delta del río al llegar a un lago o costa de mar. En un período de varios años es posible determinar la variación del tamaño del delta (midiendo profundidad y extensión) e inferir tasas de transporte anual del material grueso de fondo.
- c) Un tercer método consiste en construir un vertedero en el cauce del río, y medir el relieve del fondo de la laguna que se originará tras el vertedero. Mediciones repetidas de la profundidad de la laguna indicarán la carga basal que transporta el río y queda atrapada en la laguna.

5.6 MEDICION DE CAUDALES.

No es propósito de este manual indicar los diversos métodos de aforos de caudales. Sin embargo se realiza un breve resumen de los métodos habitualmente empleados en cursos de agua de montaña, a continuación.

En los habitualmente turbulentos ríos de montaña que emergen de los glaciares en valles de fuerte pendiente, suele ser difícil medir caudales con métodos tradicionales, como el de empleo de correntómetros. El método más confiable, y relativamente rápido, es el de dilución de sal, aunque se debe proceder cuidadosamente en su empleo.

De manera resumida, el método consiste en inyectar en un punto del río una salmuera, y medir río abajo, en un punto de observación la dilución que ocurre al concentrado, la cual pasa como una onda de salinidad, registrando la conductividad del agua. Un método similar emplea la inyección instantánea de algún colorante fluorescente (como Rhodamina) y un detector electrónico.

En esteros de pequeño caudal, como de litros a decenas de litros por segundo, es posible emplear vertederos en V y limnigrafos, siempre que la poza tras el vertedero se mantenga con poca carga de sedimentos.

Desde luego, el congelamiento de la superficie de ríos puede ocurrir en la alta montaña e impedir las mediciones. Como solución a esto el registro de nivel de agua puede hacerse en un pozo cerrado, en la margen del río y conectado a este con un dren de alta permeabilidad, y poco afectado por la temperatura ambiente, encontrando previamente una relación entre el caudal del río y el nivel de agua en el pozo.

En ríos y esteros de alta montaña, o en regiones frías, es común que se produzca el llamado hielo ancla (ver Fig. 5.6-A), que se adhiere a las rocas en el lecho del río y modifica su perfil y condiciones hidráulicas. Por ello, previo a instalar estaciones limnimétricas en estos ambientes se debe observar las características del lecho del río en temporadas de fríos extremos y buscar los sitios en que este fenómeno no se produce. Por ejemplo, es menos común en lechos de abruptas y altas márgenes, donde el enfriamiento nocturno se dificulta. El hielo ancla se forma en cursos turbulentos de aguas super frías.



Fig. 5.6-A. Hielo ancla en un estero del norte de Canadá.

6 LOS PROCESOS DE EROSION Y TRANSPORTE GLACIAR

6.1 LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN Y EROSION.

6.1.1 Los procesos en la base y márgenes de un glaciar.

En la medida que los glaciares se desplazan sobre el terreno, producen cambios en el mismo mediante procesos de meteorización y de erosión que ocurren en la base y márgenes de los glaciares. Los materiales, las rocas y depósito sedimentarios, que son removidos por estos procesos, son transportados por los glaciares y depositados en otros lugares.

No se conocen con exactitud los procesos de meteorización y erosión subglacial debido a las dificultades para observar directamente como estos procesos operan, y por las dificultades para evaluar cuanto es el cambio que estos procesos originan sobre lo que en el pasado fue el paisaje pre-glacial. Aún así, los paisajes y formas de erosión y depositación glacial proporcionan valiosas evidencias de estos procesos.

En la base del glaciar ocurren procesos de meteorización y de erosión. Los procesos de erosión son, esencialmente (ver Fig. 6.1.1-A y B), abrasión, arranque y erosión por cursos de agua sub-glacial. Los procesos de meteorización ocurren, fundamentalmente, por el congelamiento y fusión del agua en la base del glaciar, y por las variaciones de la carga de hielo debido a las variaciones de espesor de los glaciares.



Fig. 6.1.1-A. Desgaste por pulido de la roca en la base y margen del glaciar.

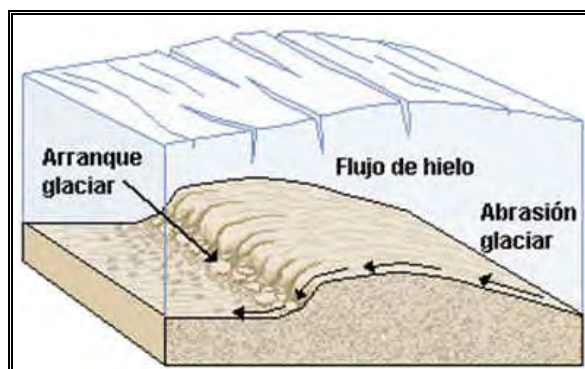


Fig. 6.1.1-B. Diagrama del arranque glaciar y la abrasión.

Los glaciares virtualmente estacionarios en la base, aquellos de hielo frío, son mucho menos erosivos que los glaciares de hielo templado. Es precisamente la movilidad de los glaciares templados, debido a la presencia de agua en la base y debido a la presencia de los detritos rocosos que transportan, lo que facilita la ocurrencia de mayores tasas de erosión.

6.1.2 Los procesos de meteorización.

Los procesos de congelamiento-fusión del agua subglacial, y de relajación de la presión (que permiten la dilatación), son importantes en el mecanismo de erosión puesto que ellos preparan las superficies rocosas en la base del glaciar para que operen los procesos de erosión. Esto se produce soltando y fracturando las rocas (adicionalmente al fracturamiento natural asociado a efectos tectónicos), y originando debilidades de las rocas que son, luego, aprovechadas por otros procesos como el de erosión por arranque.

El proceso de congelamiento-fusión ocurre porque el agua que escurre en la base del glaciar penetra en las fracturas de la roca, o entre los granos o cristales que la componen, y al congelarse se expande ejerciendo una presión que tiende a separar ambas caras de la fractura, o los granos o cristales que constituyen las rocas. Las fracturas pueden ser aquellas pre-existentes en las rocas, como fallas o diaclasas, o bien originadas por el mecanismo de dilatación.

Congelamiento y fusión del agua subglacial ocurre en los glaciares templados donde el hielo es lo suficientemente tenue para que la base del glaciar sea alcanzada por las variaciones estacionales de la temperatura atmosférica, como en las márgenes del glaciar. Pero también ocurre en la base del glaciar al deslizarse este sobre una protuberancia. En este caso, la presión que ejerce el hielo contra el lado de aguas arriba de la protuberancia reduce levemente el punto de fusión del hielo permitiendo la fusión del mismo, pero al pasar la protuberancia el hielo tiende a despegarse del suelo, se reduce la presión y se produce congelamiento del agua.

La masa de hielo del glaciar representa una considerable carga sobre el terreno en el que se asienta el glaciar, del orden de $0,9 \text{ kg/cm}^2$ cada 10 m de espesor de hielo. Al reducirse el espesor de hielo, la carga se reduce proporcionalmente hasta, eventualmente, permitir la dilatación y fracturamiento concéntrico (en forma de escamas de centímetros de espesor) de la masa rocosa sobre la que se asienta. Por la magnitud de los cambios en las presiones necesarias para originar dilatación, este es un proceso que ocurre en glaciares de gran espesor.

6.1.3 Los procesos de erosión.

6.1.3.1. La abrasión.

El hielo es mucho más débil que las rocas, de manera que no es capaz de erosionar directamente las masas rocosas. Pero son los fragmentos de rocas contenidos en el hielo de la base y márgenes del glaciar los que, al apoyarse sobre las rocas y ser empujados por el hielo que los circunda, quienes erosionan la roca basal. En la medida que el glaciar avanza moviéndose sobre la base rocosa, el detrito rocoso que contiene la base del hielo actúa como, virtualmente, papel de lijar desgastando la roca. El producto de este desgaste de la roca es un material fino, tipo arcilloso, denominado harina de roca, el que es arrastrado por las aguas en la base del glaciar y origina el color lechoso y café de los ríos que emergen de los glaciares y de los lagos en los que descargan. La harina de roca está formada por granos de roca de un tamaño del orden de los 0,002 a 0,00625 mm.

Los bloques mayores embebidos en el hielo y apoyados sobre la roca basal producen ralladuras en la superficie rocosa, denominadas estrías glaciales (ver Fig. 6.1.3.1-A y B). La profundidad de las estrías depende de la resistencia mecánica de la roca basal, y también de la resistencia de los bloques que causan las estrías.

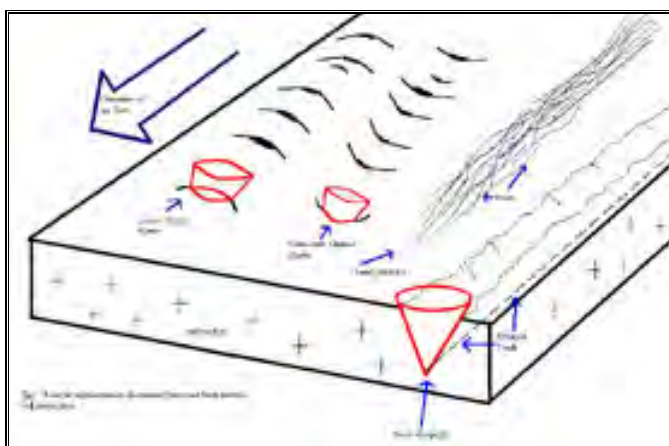


Fig. 6.1.3.1-A. Esquema de clasto (cono rojo) empujado por el hielo y estriando la roca basal.

La orientación de la estría refleja la dirección del movimiento de la masa de hielo que contenía el bloque que causó la estría, pero el sentido del movimiento esto puede ser difícil de determinar a partir solamente de la orientación de la estría, pues el hielo pudo haberse movido en cualquier de los dos sentidos en que apuntan las estrías. En un ambiente montañoso la sola pendiente del terreno basta para dilucidar el sentido del movimiento, pero en amplios terrenos planos es necesario contar con otras marcas de origen glacial para dilucidar el sentido.

Es común que se observen más de una dirección de estrías en un afloramiento rocoso. Lo cual revela cambios en la dirección de movimiento del hielo, por ejemplo, asociado a variaciones de espesor. Cuando esto ocurre en bloques aislados dentro de una morrena de fondo (ver Fig. 6.1.3.1-C), pueden deberse a cambios en la posición (u orientación) del bloque con respecto a la dirección de movimiento del glaciar, cambios que pueden estar relacionados con la presión que ejerce un bloque embebido en el hielo y que presiona sobre el bloque en la morrena.



Fig. 6.1.3.1-B. Estría glaciales en un afloramiento rocoso, y hendidura de medialuna. La dirección de movimiento del hielo es de derecha a izquierda.



Fig. 6.1.3.1-C. Estrías glaciales en la superficie de un bloque embebido en una morrena de fondo. Diferentes direcciones de estrías reflejan cambios en la posición del bloque.

Se distinguen cuatro grupos, o tipos, mayores de estrías, como se muestra en la Fig. 6.1.3.1-D. Estas diferencias se originan, en parte, por la forma del bloque estriado (ver Fig. 6.1.3.1-E).

Los materiales producidos por la abrasión son, en parte, lavados por las aguas de escurrimiento sub-glacial; y aquellos que no son lavados se incorporan a la base del hielo y así retroalimentan el proceso de erosión glacial.

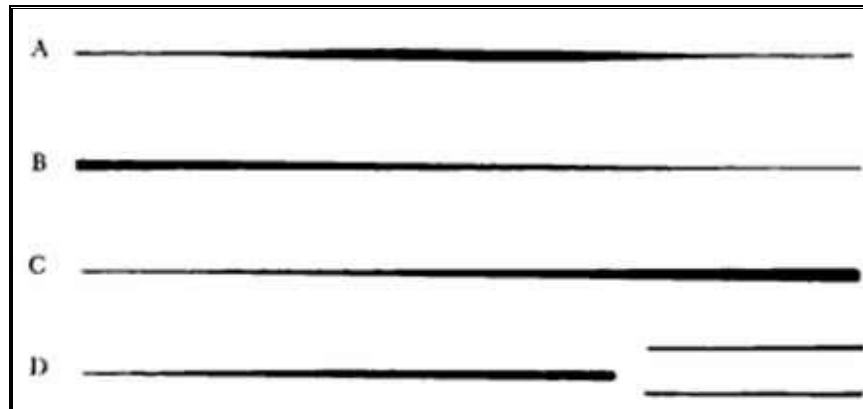


Fig. 6.1.3.1-D. Tipos de estrías glaciares. A: la estría se inicia débilmente, aumenta en espesor y profundidad, y se desvanece, como que la partícula de roca que la causó se redujera o retrocedió insertándose en el hielo. B: la estría se inicia fuertemente y luego se desvanece, como si se iniciara cuando una partícula rocosa rota para colocar una punta contra la base rocosa, para luego desgastarse o retroceder insertándose en el hielo. C: la estría se inicia débilmente, incrementando la marca hasta un término abrupto, como si la partícula inscriptora hubiese fallado abruptamente. D: estría que termina abruptamente y es reemplazada por dos estrías que continúan en la misma dirección, como si la partícula inscriptora se hubiese roto en dos fragmentos.

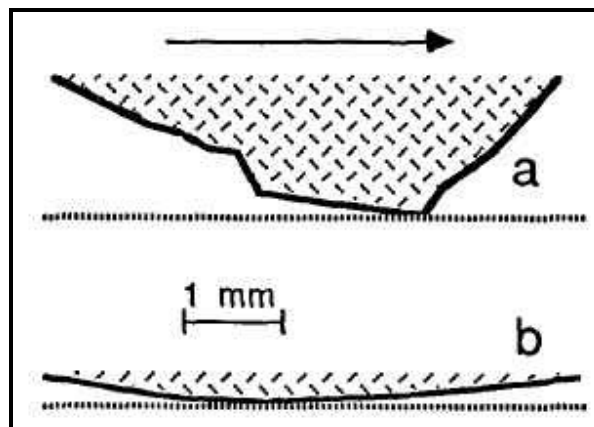


Fig. 6.1.3.1-E. Perfil longitudinal por dos bloques causantes de estrías, uno (a) apoyado sobre la roca basal con un extremo aguzado y otro (b) con un borde obtuso.

La tasa de abrasión es mayor donde:

- ❖ Es posible que ocurra deslizamiento en la base del glaciar, vale decir, en glaciares templados. En los glaciares fríos, cuya base está soldada a la roca o suelo, no existe abrasión. Sin embargo, cuando existe exceso de presión de agua en la base del glaciar, es posible que se reduzca el contacto entre el detrito en el hielo y la roca bajo el glaciar, lo cual reduce la abrasión.
- ❖ Donde el hielo se desplaza a mayor velocidad sobre la base rocosa.
- ❖ Donde existe abundante detrito rocoso en el hielo, para que actúe como agente de pulido.
- ❖ Donde el suministro de detrito rocoso, que reemplace al ya gastado, es mayor.

- ❖ El detrito rocoso en el hielo es más resistente que la roca basal que erosiona.
- ❖ El hielo tiene mayor espesor, ejerciendo mayor carga sobre la base rocosa.

Estas diferencias en la tasa de erosión sobre un basamento rocoso permiten la ocurrencia de surcos glaciales (ver Fig. 6.1.3.1-F), dentro de los cuales, y alineadas en la misma dirección, comúnmente se observan estrías.

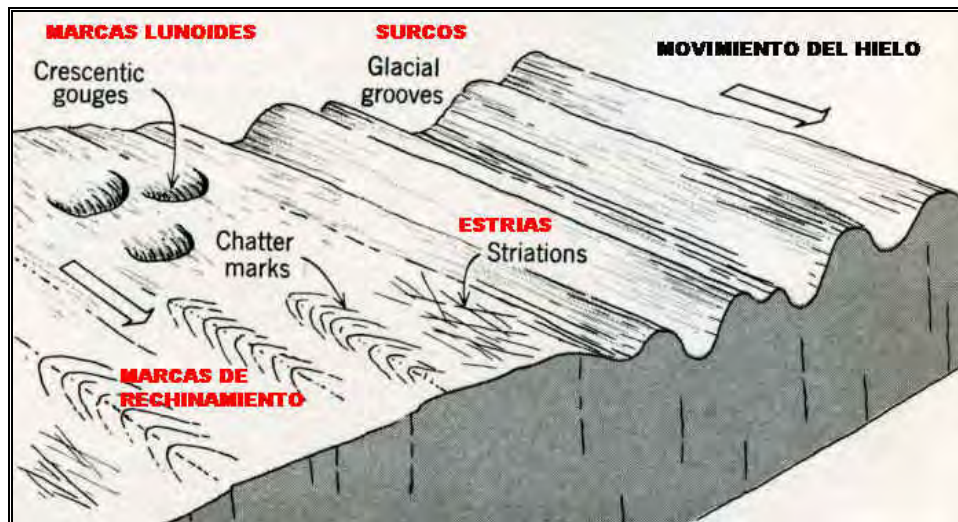


Fig. 6.1.3.1-F. Formas de erosión y arranque glacial.

El tránsito del hielo sobre materiales sedimentarios no-consolidados produce comúnmente surcos (ver Fig. 6.1.3.1-G). Sin embargo, estos raramente se observan debido a que las aguas que emanan del propio glaciar, o las lluvias, los erosionan fácilmente.

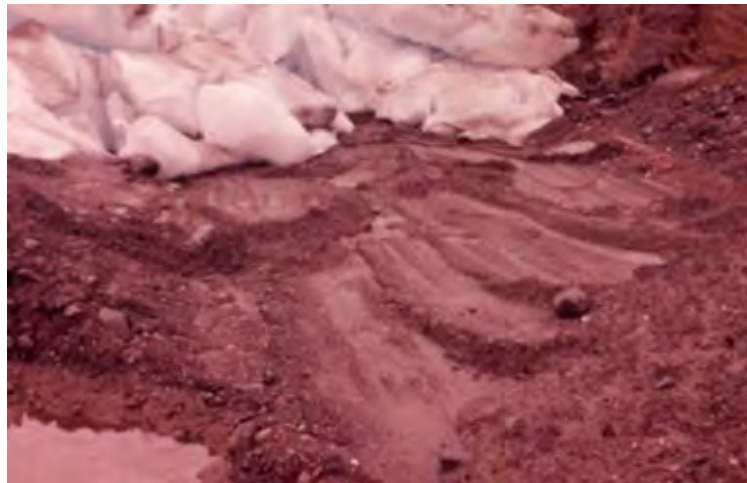


Fig. 6.1.3.1-G. Surcos de erosión y pequeñas morrenas de empuje en depósitos no consolidados, observados vecinos a un frente glaciar en retroceso.

6.1.3.2. Fracturas y hendiduras de fricción.

Si la roca basal y el bloque de roca en el hielo son ambos suficientemente resistentes, es posible que no se produzcan estrías sino una sucesión de pequeñas fracturas concéntricas en la roca

basal, con o sin desprendimiento de material, y que son debidas al empuje de la roca en el hielo contra la roca basal. La serie de fracturas se deberían al relajamiento de la presión tras una fractura, y la formación de un nuevo punto de presión algo más aguas abajo que el de la fractura anterior.

Estas son formas menores de erosión glaciaria y son las fracturas y hendiduras de fricción en la cara de la roca basal sobre la cual desliza el glaciar, denominación que incluye varias formas diferentes pero que tienen en común el presentar una rotura en la superficie de la roca, a veces con pérdida de un fragmento de esta. Estas roturas se producen por la carga (o esfuerzo) que ejerce sobre el basamento rocoso la arista de un bloque transportado en el hielo de la base de un glaciar y empujado por este en su movimiento sobre la base.

Las fracturas solas se denominan marcas de rechinamiento y tienen el aspecto que se muestra en la Fig. 6.1.3.1-E. Cuando la fractura es acompañada por la salida de un fragmento de roca, las hendiduras que restan tienen algunos de los dos aspectos que se muestran en la figs. 6.1.3.2-A y B, y que se denominan marcas lunoides o de medialuna (ver Fig. 6.1.3.1-A).

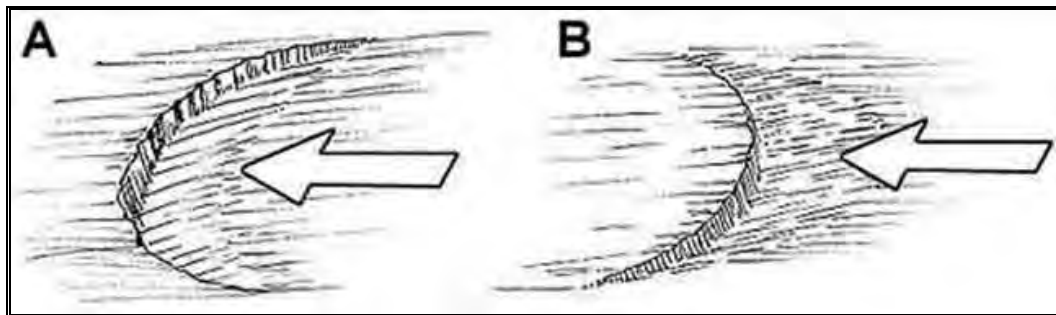


Fig. 6.1.3.2-A. Esquema de los dos tipos de hendiduras de fricción y de la dirección de movimiento del hielo. A = marcas lunoides y B = marcas de medialuna.



Fig. 6.1.3.2-B. Estrías glaciales y marcas crecientes.

A diferencia de las estrías glaciares que muestran la dirección del movimiento del hielo pero no el sentido, las fracturas y hendiduras de fricción si permiten establecer el sentido del movimiento.

6.1.3.3. El arranque.

El proceso de arranque es el de la remoción desde la base rocosa de fragmentos de mayor tamaño que aquellos que extrae el proceso de abrasión. Este proceso de arranque es más efectivo en rocas con abundantes diaclasas y que han sido previamente debilitadas por los procesos de meteorización como los de congelamiento-fusión y de relajamiento de la presión de carga.

El proceso de arranque ocurre en la base del glaciar donde el hielo se encuentra a la temperatura del punto de fusión según la presión (siempre cercano a 0°C). Cuando el agua en la base del glaciar se congela (por ejemplo en el lado de aguas abajo de un obstáculo) y adhiere al hielo del glaciar, también adhiere a las partículas de roca que envuelve. En la medida que el glaciar continúa avanzando, el nuevo material adherido, de hielo y detritos, es extraído de la base rocosa y continúa como parte de la base del glaciar. También, el nuevo detrito rocoso en el hielo es utilizado como herramienta en el proceso de abrasión.

Típicos resultados del proceso de arranque son las marcas lunoides (ver Fig. 6.1.3.1-F) en una cara de roca, desde donde ha sido extraído un fragmento de la roca basal. También es característico la formación de rocas aborregadas, que son montículos rocosos con forma asimétrica, más tendidos en la cara opuesta al sentido del glaciar y más abrupto hielos abajo, y que pueden tener hasta más de una centena de metros de longitud (ver Fig. 6.1.3.3-A y B), o ser un relieve tan pequeño como de centímetros (o fracción de centímetro) de extensión.



Fig. 6.1.3.3-A. Esquema de formación de una roca aborregada, con el arranque de fragmentos de roca en la cara de aguas abajo del promontorio, y alisamiento por erosión de la cara superior y de aguas arriba.



Fig. 6.1.3.3-B. Roca aborregada en la margen de un glaciar en el Hielo Patagónico Sur. Las dimensiones del afloramiento de roca en la foto son de unos 30 m de largo y 9 m de alto

Las tasas de arranque son mayores donde:

- ❖ La roca está más diaclasada o fracturada.
- ❖ Existe agua en la base del glaciar, permitiendo la extracción y adhesión al hielo glaciar durante el congelamiento.
- ❖ El glaciar es de mayor espesor, lo cual produce mayor fricción al arrastre en la medida que el hielo se mueve sobre la roca basal.
- ❖

6.1.3.4. Erosión por el agua sub-glacial.

El agua que escurre bajo el glaciar lo hace como una tenue película sobre la base rocosa, o bien como un curso canalizado (ver figs. 6.1.3.4-A y B), desde muy pequeño a grandes ríos, y puede producir erosión tanto de manera química como física. El agua en la base del glaciar comúnmente escurre bajo presión, y puede producir una erosión fluvial (ver Fig. 6.1.3.4-C) empleando la carga de sedimentos que lleva. Este proceso es más efectivo donde los sedimentos que transporta son de tamaño grueso.

El agua bajo el glaciar también puede producir erosión de la roca basal mediante el proceso de disolución. Este proceso es especialmente efectivo en áreas donde la roca basal es de tipo calcárea.

Ocasionalmente, donde el glaciar se mueve sobre rocas con contenido de azufre, el agua que escurre bajo el glaciar es especialmente ácida, capaz de reaccionar con diversos tipos de rocas, o de rocas mineralizadas.

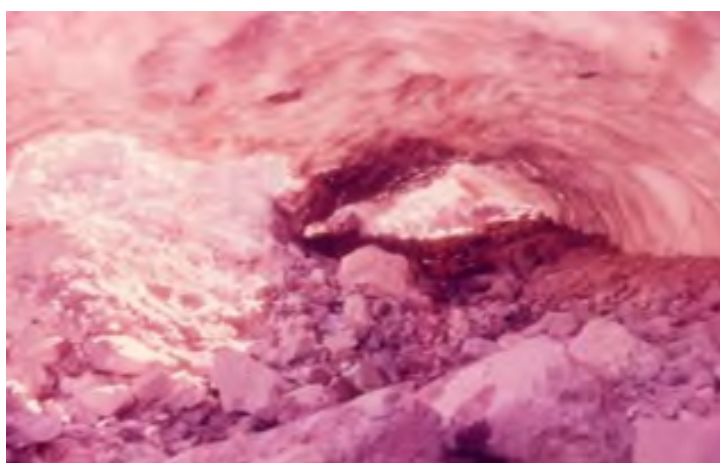


Fig. 6.1.3.4-A. Portal de un túnel subglacial, en invierno, con escaso escurrimiento y abundante detrito rocoso.



Fig. 6.1.3.4-B. Torrente de agua en el portal de descarga de un túnel subglacial.



Fig. 6.1.3.4-C. Clastos redondeados en un ambiente fluvial subglacial, entreverados con clastos angulosos, ambos rescatados de la base de un glaciar.

6.1.3.5. La sobre excavación.

La sobre excavación es la acción de movilización y desalojo de fragmentos desde el lecho del glaciar, que tiende a profundizarlo por debajo de un cierto nivel de base del glaciar, aumentando las irregularidades de la base del glaciar. La sobre excavación crea profundas cubetas en los lugares más favorables para la meteorización y erosión, pero apenas actúa en lugares donde se ve dificultada. Esto hace que el lecho glaciar suele presentarse como una sucesión de cubetas y umbrales o cerrojos escalonados a lo largo de su trayectoria. Tras la retirada de los hielos en las cubetas se alojan o lagos o turberas.

Está en discusión cual es la génesis de la sobre excavación y la formación de cubetas. La interpretación clásica lo atribuye a un aumento de la competencia erosiva del hielo, debido a su grosor y la presencia de detritos en su fondo. Pero la glaciología moderna opina que es necesaria la previa preparación del material o una debilidad estructural. Así, es en las zonas de roca más débil, las discontinuidades estructurales, las fracturas de la roca o la meteorización de la zona, lo que desencadena el proceso de sobre excavación. La sobre excavación actúa preferentemente en las épocas de avance de la lengua glaciar, pero también se relaciona con el tiempo de permanencia del hielo en un



cierto sector, lo cual hace que, en el caso de sábanas de hielo o campos de hielo, desarrolladas en terrenos relativamente planos, sea común encontrar en sus cabeceras (actualmente despejadas), profundas artesas excavadas bajo el nivel general del área.

6.2 EL TRANSPORTE GLACIAL.

6.2.1 Incorporación de materiales al glaciar.

Los glaciares transportan mediante el movimiento del hielo desde las cabeceras al frente glaciar, materiales detríticos que son incorporados al hielo de diferentes maneras y variados procesos. En el hielo de la base y márgenes del glaciar se incorporan al hielo materiales producto de los procesos de meteorización y erosión glaciar, y aquellos deslizados al interior del glaciar por los planos de fracturas de corte o cizalle desde la base del glaciar. En la superficie del glaciar se incorporan al mismo:

- ❖ En los bordes del glaciar materiales caídos desde las laderas por sobre el glaciar, mediante procesos como reptación de talud, caídas de fragmentos rocosos, deslizamientos de materiales detríticos, y similares.
- ❖ En todo el glaciar, el detrito rocoso y orgánico (incluso antrópico) arrastrado por avalanchas de nieve (ver Fig. 6.2.1-A y B), cenizas y materiales piroclásticos originados en erupciones volcánicas (ver Fig. 6.2.1-C), partículas orgánicas e inorgánicas arrastradas por el viento desde áreas vecinas, y otros procesos similares.
- ❖ En partes de la superficie e interior del glaciar, materiales arrastrado por el agua de fusión en la superficie del hielo, materiales provenientes de descargas acuosas (por ejemplo, esteros laterales en crecidas súbitas), materiales en suspensión en lagos proglaciales, restos de la biota originaria del glaciar (bacterias, algas, gusanos como los copepodos de la Fig. 6.2.1-D, insectos, etc.), y similares.

6.2.2 Las morrenas.

El nombre más común para los materiales detríticos que transportan los glaciares es el de morrena. El término tiene origen francés y fue acuñado por los campesinos para referirse a los bordes de detritos encontrados cerca de los márgenes de glaciares en los Alpes franceses.

En función de su posición, con respecto al flujo glaciar en el que son transportados, se distinguen tres tipos de morrenas: externas, internas y de fondo.

Un tipo de morrena externa, o superficial, es aquella compuesta por los fragmentos orgánicos e inorgánicos que caen sobre el hielo del glaciar desde las laderas. Para su formación es necesario, pues, que exista a mayor cota que la de la superficie del glaciar roca viva (en un inlandsis se reducen a las proximidades de los nunataks). Los fragmentos se acumulan en las márgenes de la lengua glaciar, formando una **morrena lateral** (ver Fig. 6.2.2-A y B). La morrena lateral es exclusiva de los glaciares de montaña y se produce por el deslizamiento del glaciar respecto a las paredes del valle en el que está confinado; así, los detritos se viajan en forma paralela a los laterales del valle.



Fig. 6.2.1-A. En primer plano, deposito de avalancha con abundante detritos rocosos.



Fig. 6.2.1-B. Campo de penitentes con material detrítico (fragmentos rocosos) aportado por avalanchas, en un glaciar de la cordillera del centro de Chile.



Fig. 6.2.1-C. Bloques de roca y ceniza volcánica (de aspecto arenoso, gris claro, formando montículos en forma de conos) en la superficie del glaciar O'Higgins, campo de Hielo Patagónico Sur.



Fig. 6.2.1-D. Copepodos (gusanos) que habitan entre los cristales de hielo de un glaciar en Alaska, alimentándose de algas.



Fig. 6.2.2-A. Morrena lateral en un glaciar del Campo de Hielo Patagónico Norte.



Fig. 6.2.2-B. Morrena lateral con material orgánico incorporado durante un avance del glaciar (erosiona e incorpora detritos rocosos y flora de sus márgenes). Glaciar San Rafael.

También constituyen morrenas superficiales los fragmentos que se concentran en el frente de la lengua glaciar, formando una **morrena frontal o terminal** (ver Fig. 6.2.2-C), que marca el término del glaciar. Los fragmentos que forman la morrena terminal provienen del interior del glaciar (de la morrena de basal y del interior del glaciar) y son arrastrados hasta la superficie a lo largo de los planos de deslizamiento (o cizalle, ver figs. 4.4.1-C y 6.2.2-D) en sectores de flujo compresivo del glaciar (ver figs. 4.5.1-A) como es en general la Zona de Ablación del glaciar. También se suman a ellos los materiales presentes al interior del glaciar (provenientes de la Zona de Acumulación del glaciar donde fueron depositados en la nieve, cubiertos por nuevas capas de hielo y hundidos en el glaciar con ellas) y que aparecen expuestos en superficie tras la ablación del hielo que los rodea (ver, a modo de ejemplo, las bandas de suciedad de la Fig. 4.5.1-C). También se agregan en la morrena terminal los materiales que transporta el glaciar en superficie en la Zona de Ablación (ver, por ejemplo, la Fig. 6.2.1-B), culminando estos su viaje en la morrena terminal.



Fig. 6.2.2-C. Morrena terminal (el hielo oscuro en el frente) y desaguadero y planicie fluvio-glacial, en el frente del glaciar Sherman, Alaska.



Fig. 6.2.2-D. Las líneas oscuras en el hielo son planos de cizalle en flujo compresivo, a lo largo de los cuales se arrastran también partículas de impurezas.

Cuando se produce una confluencia de dos lenguas glaciares, la unión de sus respectivas morrenas laterales forma una **morrena medial o central** (ver Fig. 6.2.2-E y F) que se extiende en profundidad en el glaciar como una morrena interna. Este tipo de morrenas es exclusiva de los glaciares alpinos. En realidad se trata de las morrenas laterales, que se unen para formar una franja central oscura. Si la confluencia se hace por superposición aparece una morrena transversal.



Fig. 6.2.2-E. Morrenas mediales en el glaciar Sherman, Alaska. En el margen derecho del glaciar cubierta de material detrítico rocoso deslizado.



Fig. 6.2.2-F. Inicio en el nunatak Viedma de la morrena medial en el glaciar Viedma, campo de Hielo Patagónico Sur. Se unen lenguas de hielo desde el Sur (la derecha) y el Norte (la izquierda) para fluir hacia el Este (el fondo de la fotografía)

Las **morrenas internas** están compuestas por los materiales transportados dentro de la masa de hielo. Estos fragmentos proceden de:

- ❖ La unión de morrenas laterales y mediales (en cuanto al material bajo la superficie), de lenguas glaciares yuxtapuestas, superimpuestas o insertas.
- ❖ Las morrenas basales que quedan al interior del hielo de lenguas superpuestas o insertas.
- ❖ Los niveles (o estratos) con abundantes detritos, típicos de glaciares de roca (ver Fig. 6.2.2-G), y que se conforman durante los veranos por materiales detríticos arrastrados con la nieve de depósitos de avalanchas en la Zona de Acumulación del glaciar, que quedan expuestos tras la fusión veraniega de parte de la nieve del depósito de avalanchas, que son cubiertas por nieve en la próxima temporada invernal, y que se hunden con esta hacia el interior del glaciar.
- ❖ Cualquier otro material que se deposita en la Zona de Acumulación del glaciar y es luego cubierto por nuevos estratos de nieve, como por ejemplo materiales de deslizamientos rocosos (ver Fig. 6.2.2-E).



Fig. 6.2.2-G. Corte en un glaciar de roca mostrando la distribución de detritos rocosos en el interior del glaciar. Los estratos de hielo limpio se observan grisáceos debido al material fino arcilloso adherido a las pequeñas irregularidades de la superficie del hielo en la cara del corte.

La **morrena basal** se sitúa en la parte más inferior del glaciar, en contacto con el lecho, conformando una banda de hielo sucio desde pocas decenas de centímetros de espesor a varios metros (o decenas de metros en glaciares mayores). Observaciones de la morrena de fondo en glaciares de los Andes del centro de Chile indican que ella contiene aproximadamente un 50% de material detrítico, que son fragmentos arrancados por la acción del hielo desde las rocas bajo el glaciar. Estas mismas observaciones indican que prácticamente no existe morrena basal bajo la Zona de Acumulación de los glaciares, lo cual se explica por los planos de cizalle de un flujo extensivo, y que aparecen y son comunes bajo las zonas de ablación de los glaciares. Ocasionales morrenas basales en cualquiera de ambas zonas de un glaciar pueden explicarse por variaciones de flujos extensivos a compresivos, asociados a variaciones en el perfil longitudinal del glaciar.

6.2.3 Otros materiales en los glaciares.

Otros materiales que transportan los glaciares y que no se incluyen normalmente en el término de morrena son:

- ❖ La cubierta de detritos rocosos que cubre la superficie de glaciares de roca, en espesores que van desde 2 o 3 decenas de centímetros hasta pocos metros.
- ❖ Los bloques aislados en la superficie del glaciar, y que suelen formar “mesas” conformadas por un bloque en el extremo superior de un pináculo de hielo, al que el propio bloque protege de los agentes meteóricos.
- ❖ Conos de detritos (ver Fig. 6.2.1-B), conformados por acumulaciones de detritos arenosos y gruesos que quedan expuestos en superficie conformando un cono por la ablación del hielo en el entorno. Este cono suele tener un núcleo de hielo y faldas de detritos, los que reducen la ablación del hielo que cubren. Las acumulaciones de detritos suelen conformarse en cualquier depresión en la superficie del glaciar y, de manera especial, en las estrechas gargantas de molinos en el glaciar, estos molinos son lugares donde el agua de fusión del hielo y que

escurre por la superficie del glaciar, se hunde al interior del glaciar por irregulares tubos (drenes) en el mismo hielo.

- ❖ Acumulaciones de detritos en grietas (ver Fig. 6.2.3-A) en el glaciar (mayormente arrastrados por el escurrimiento del agua de fusión en la superficie del glaciar, hacia las grietas). Al dejar la grieta de ser activa, o tras sellarse, la fusión del hielo circundante deja expuesto una acumulación de detritos en superficie, alargada en la dirección del agrietamiento.



Fig. 6.2.3-A. Acumulación de detritos en la grieta de un glaciar, cerca de su margen (Alaska).

6.3 FORMAS DEL TERRENO RESULTANTES DE LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN Y EROSION.

En regiones de suave relieve y escasa cota, la formación de glaciares y el efecto de estos sobre el relieve no es mas que una abrasión, relativamente uniforme, con expresiones locales de las diferentes formas de erosión como afloramientos de rocas con estría, surcos, marcas lunoides, rocas aborregadas, etc.. Pueden originarse sobre excavaciones y formación de lagos aislados, o bien de una secuencia de lagos encadenados entre si por esteros y, en este caso denominados lagos pater noster, o lagos en rosario.

En regiones montañosas los procesos de meteorización y erosión glacial producen formas únicas. La más común de estas es el valle en forma de U (ver Fig.6.3-A). A diferencia del proceso de erosión fluvial que origina valles de fondo estrecho, laderas de pendientes moderadas y más bien uniformes, a veces muy sinuosos y denominados valles en V, los valles de origen glacial son de amplios fondos y abruptas paredes alisadas, de trayectoria más bien poco sinuosa, resultando en la característica forma de **valle en U** o **artesa en U** (ver Fig. 6.3-B y C).

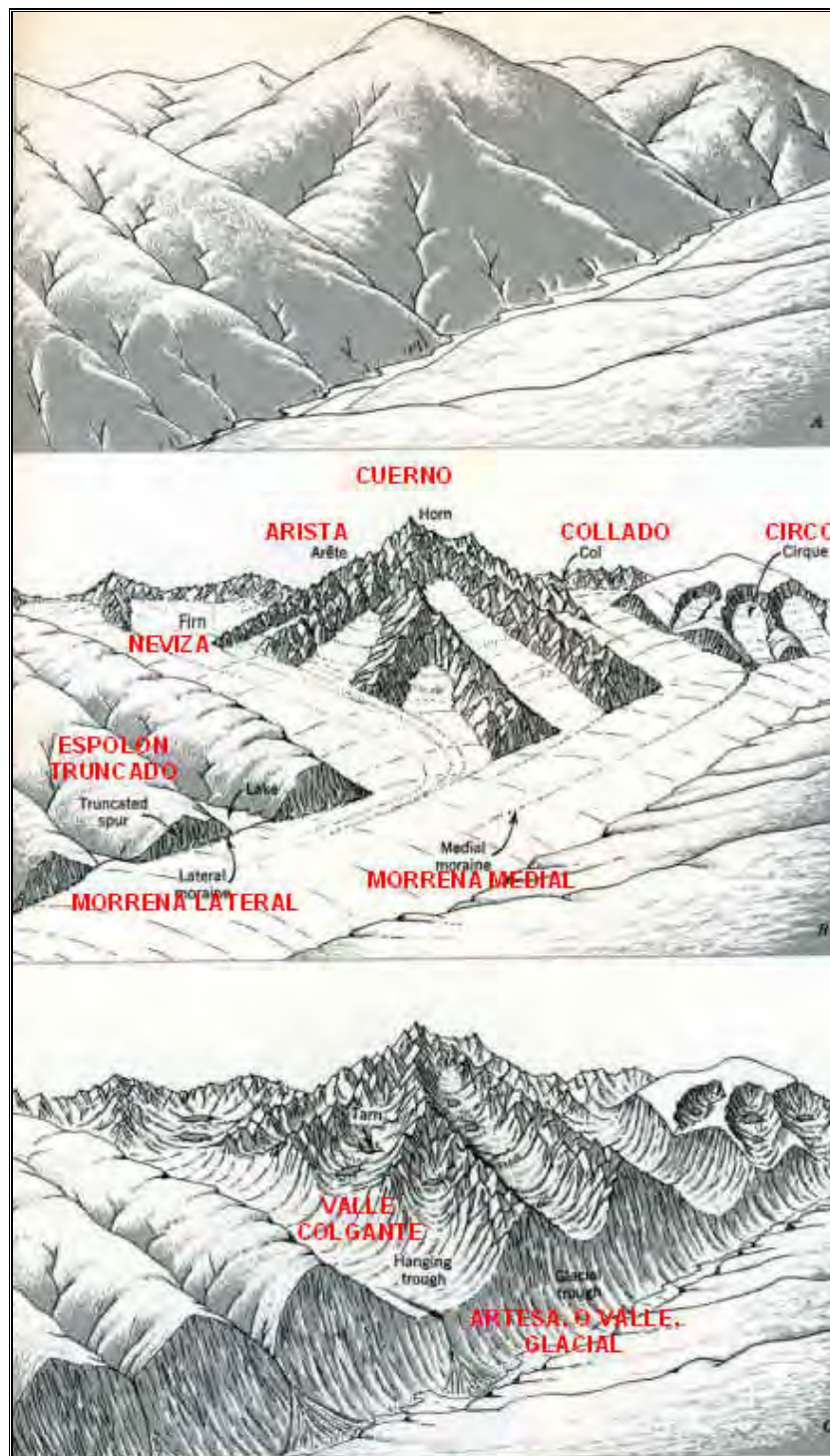


Fig. 6.3-A . Esquema de formas de erosión glacial en montaña. A: Antes de la glaciación la región posee formas redondeadas y valles en forma de V. B: durante la glaciación se originan nuevas formas de erosión, ahora glacial, con valle (o artesa) en forma de U. C: con la extinción del hielo un sistema de artesas glaciales queda expuesto.



Fig. 6.3-B. Valle en U en la cordillera del centro de Chile



Fig. 6.3-C. Artesa glacial y valle en U (y fiordo), al Noroeste del canal Gajardo, Región de Magallanes, Chile.

Además de la profundización y ensanchamiento de su valle, la erosión del glaciar también lo alisa y reduce las sinuosidades. En este proceso se van excavando los espolones rocosos que se extendían hacia el valle antes de la aparición de los glaciares y, como resultado de esta acción se crean acantilados triangulares llamados **espolones truncados** (ver Fig. 6.3-A).

Debido a que los glaciares mayores erosionan más que sus afluentes pequeños, los valles de los primeros son más profundos que los de los segundos.. Así, en una región montañosa que ha sufrido la acción glacial, es común la presencia de **valles colgados** (ver Fig. 6.3-A), debido a que los valles de los glaciares afluentes quedan a mayor cota que los valles principales.

También es común encontrar en zonas montañosas afectadas por la meteorización y erosión glacial, crestas sinuosas de bordes agudos que reciben el nombre de **aristas** (ver Fig. 6.3-A y D) y picos piramidales y agudos llamados **cuernos** (ver figs. 6.3-A y E). Para que se origine una arista es preciso que fluyan dos glaciares cercanos en la misma dirección, lo que origina que el terreno entre ellos se va desgastando y formando la arista. En este caso, las lenguas glaciares van estrechando las divisorias a medida que se erosionan y pulen los valles adyacentes También puede formarse una arista entre las cabeceras amplias de dos glaciares adyacentes, o ante la presencia de varios circos glaciales a ambos lados de una divisoria.. Para que se forme un cuerno es necesario que a lo menos tres glaciares fluyan desde una cumbre, en direcciones diferentes.



Fig. 6.3-D. Arista glacial en el Parque Nacional Torres del Paine.



Fig. 6.3-E. Cuerno al interior del Campo de Hielo Patagónico Norte.

Un afloramiento de roca, aislado dentro de un campo de hielo, o que aparece aislado dentro de un glaciar mayor, se denomina **nunatak** (ver Fig. 6.3-F). Estos nunataks pueden, al extinguirse el hielo, aparecer como cuernos o aristas.



Fig. 6.3-F. Tras la carpa, el nunatak Ilse von Rentzel al interior del Campo de Hielo Patagónico Sur.

Cuando hay dos glaciares separados por una divisoria y ésta, ubicada entre dos glaciares, es erosionada por ambos lados creando una garganta o paso, a esta estructura se la denomina **puerto de montaña** (ver Fig. 6.3-G).



Fig. 6.3-G. Puerto de montaña entre los dos Cuernos del Paine, en el Parque Nacional Torres del Paine

Probablemente la estructura glacial más común en regiones montañosas son los **circos glaciales** (ver Fig 6.3-H). Se trata de una forma de tazón horadada en la ladera o cabecera de montaña, con paredes escarpadas en tres lados, pero abiertas por el lado que desciende al valle. Éstos se inician como irregularidades en la falda de una montaña, donde se deposita nieve, se forma un glaciar, el que luego va erosionando y profundizando su nicho. Después de que el glaciar se extingue, el piso de estos circos suelen ser ocupados por un pequeño lago de montaña denominado **tarn**.



Fig. 6.3-H. A la izquierda del pico central, circo aún ocupado por un glaciar. Montañas Chugach, Alaska.

Los glaciares también son responsables de la creación de **fiordos** (ver Fig. 6.3-I), brazos de mar profundos y escarpados que se encuentran en las altas latitudes donde los glaciares han podido (y aún lo hacen) alcanzar el mar. Suelen tener profundidades que superan los 1.000 metros, provocadas por la erosión de glaciares de considerable espesor. Un esquema de formación de fiordo se muestra en la Fig. 6.3-J.



Fig. 6.3-I. Fiordo en los canales patagónicos, cerca de Puerto Eden.

En las irregularidades de fondos de valle que fueron afectadas por el arranque y la abrasión glacial, puede encontrarse una serie de lagos enlazados por esteros, y denominados **lagos pater noster**, o **lagos en rosario**, nombre del latín (Padre Nuestro) que hace referencia a una estación de las cuentas del rosario 6.3-J b). Estos lagos pueden estar separados, por ejemplo, por depósitos morrénicos, o por **umbrales** rocosos causados por sobre excavación en sitios particulares del fondo rocoso del valle. Los

umbrales pueden también presentarse en escalón o rosario, separados, por ejemplo, por rocas aborregadas. Estas son las cubetas en las que se instalan lagos en rosario cuando desaparecen los hielos.

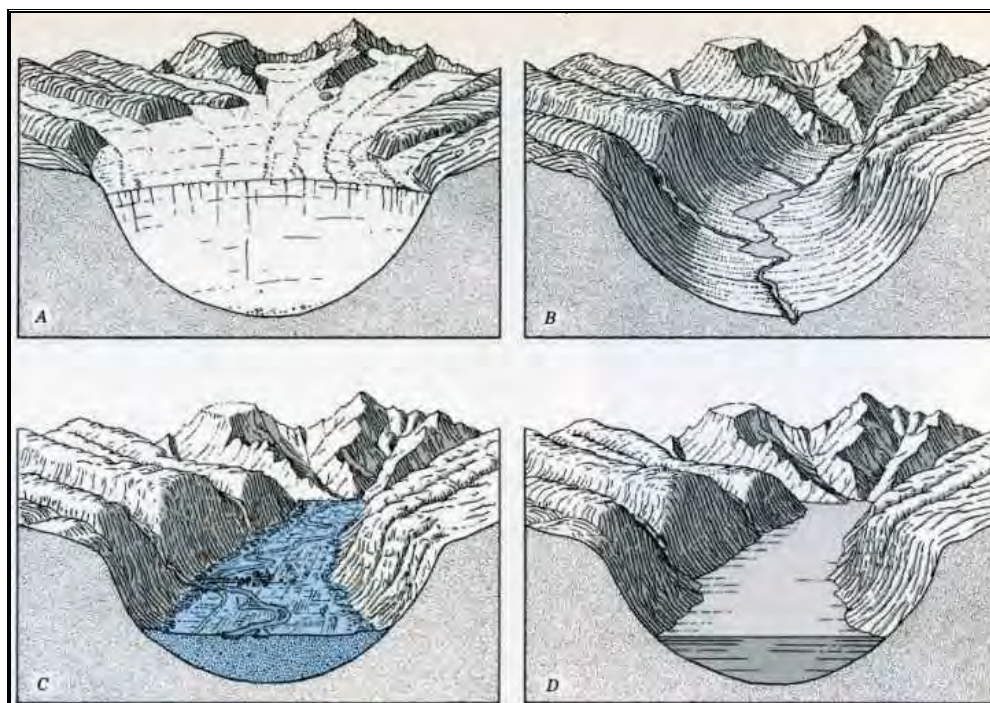


Fig. 6.3-J . Esquema de formación de un valle, o artesa, glacial y fiordo. A: durante el máximo de la glaciación la artesa glacial en forma de U está colmatada de hielo hasta la cota de los pequeños glaciares en valles tributarios. B: después de la glaciación y extinción de los glaciares, el fondo de la artesa glacial es ocupada por esteros y lagos. C: si el estero transporta una carga importante de sedimentos, puede llenar el fondo del valle con estos. D: si el fondo de la artesa glacial es profundizado por debajo de la cota del nivel del mar, y está en contacto con este, al retiro del hielo es ocupada por un brazo de mar, denominado fiordo.

Una forma que también es característica de la erosión glacial es la de los llamados **risco y cola**. Esta es una forma constituida por un cerrillo rocoso de roca dura que enfrenta al flujo del glaciar, y tras este cerrillo una cola aerodinámica de roca de menor calidad geotécnica (menor dureza) o bien un depósito de material sedimentario, la que ha sido en parte protegida de la erosión glacial por el cerrillo de roca dura. Este término se aplica, también, a rasgos similares pero muy pequeños, de centímetros de altura, en un afloramiento rocoso.

7 LOS DEPOSITOS GLACIALES.

7.1 LOS DEPÓSITOS DE MATERIALES GLACIALES.

7.1.1 Tipos principales de acarreo glaciales.

Depósito de los materiales transportados por el glaciar se producen: (a) en sus márgenes y es posible observarlos en glaciares actuales, y (b) en la base del glaciar, los que se hacen evidentes solamente cuando el glaciar retrocede o se extingue, o bien cuando es posible acceder a la base de un glaciar activo mediante excavaciones o aperturas naturales como túneles subglaciales. Un esquema de la distribución de los depósitos (y otras formas particulares) glaciales antes y después del retroceso de los hielos de grandes glaciares se muestra en las figuras 7.1.1-A y B. Las figs. 7.1.1-C y D muestran la disposición de los depósitos morrénicos que son característicos de glaciares de montaña.

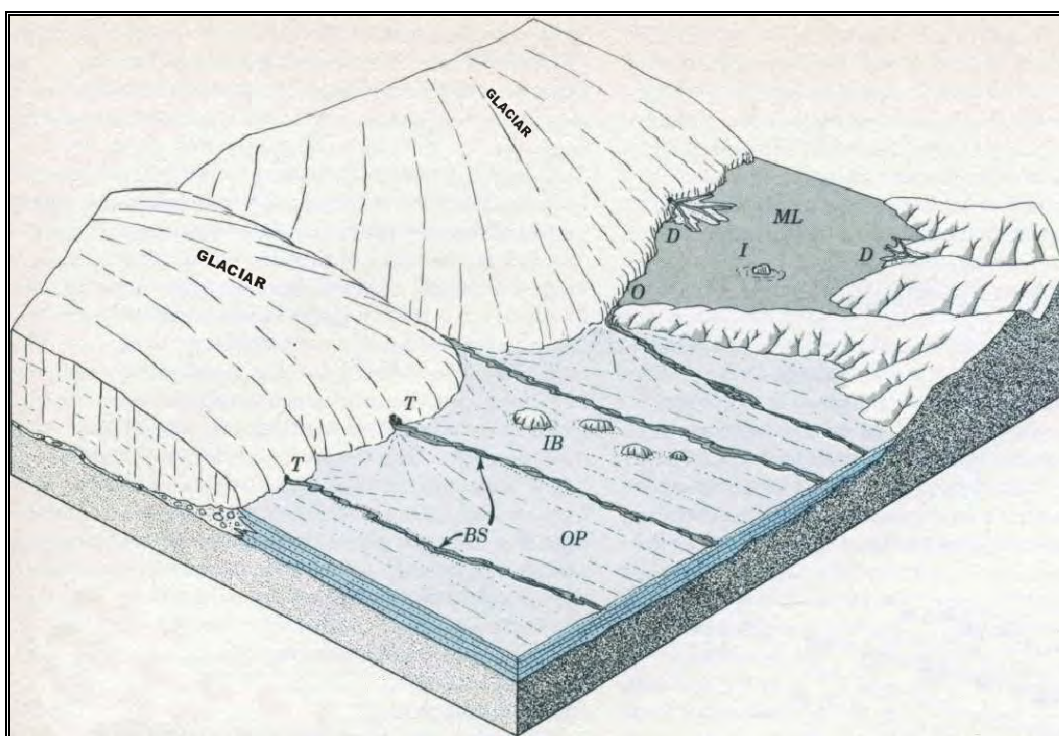


Fig. 7.1.1-A. Formas y depósitos producidos por el agua que emana de glaciares, que se encuentran en el frente de un glaciar estacionario. ML = lago marginal, o proglacial. D= delta. I = tempano. O = desagüe de lago. T = portal de túnel subglacial. IB = bloque de hielo. OP = planicie glacio-fluvial. BS = estero, o río, anastomosado.

Todos los materiales depositados en estrecha relación con los glaciares se denominan **acarreo glacial**. Los materiales de acarreo glacial se dividen en dos tipos principales:

- ❖ Los **depósitos morrénicos**, o till y
- ❖ Los **depósitos clasificados y estratificados**.

Los depósitos morrénicos son mezclas heterogéneas de fragmentos de roca, que varían en tamaño desde grandes bloques a arcilla, y que son depositados directamente por el hielo glaciar sin mayor, o con el mínimo, transporte por agua. Es característico de estos depósitos la ausencia de estratificación y la heterogeneidad del tipo de clastos, los que provienen de todos los tipos de roca que existen en la cuenca que cobijó al glaciar.

Los depósitos clasificados se producen por flujos de agua en los glaciares o cercanos a ellos, o en cuerpos de agua dulce o salada adyacente a los glaciares. Por ello, estos tipos de depósitos se denominan también como **glacio-fluviales** o **glacio-lacustres** y, por lo mismo, es también característico de ellos el presentar grados variados de estratificación, desde muy marcada (por ejemplo, en depósitos glacio-lacustres) a tenue (en algunos depósitos glacio-fluviales).

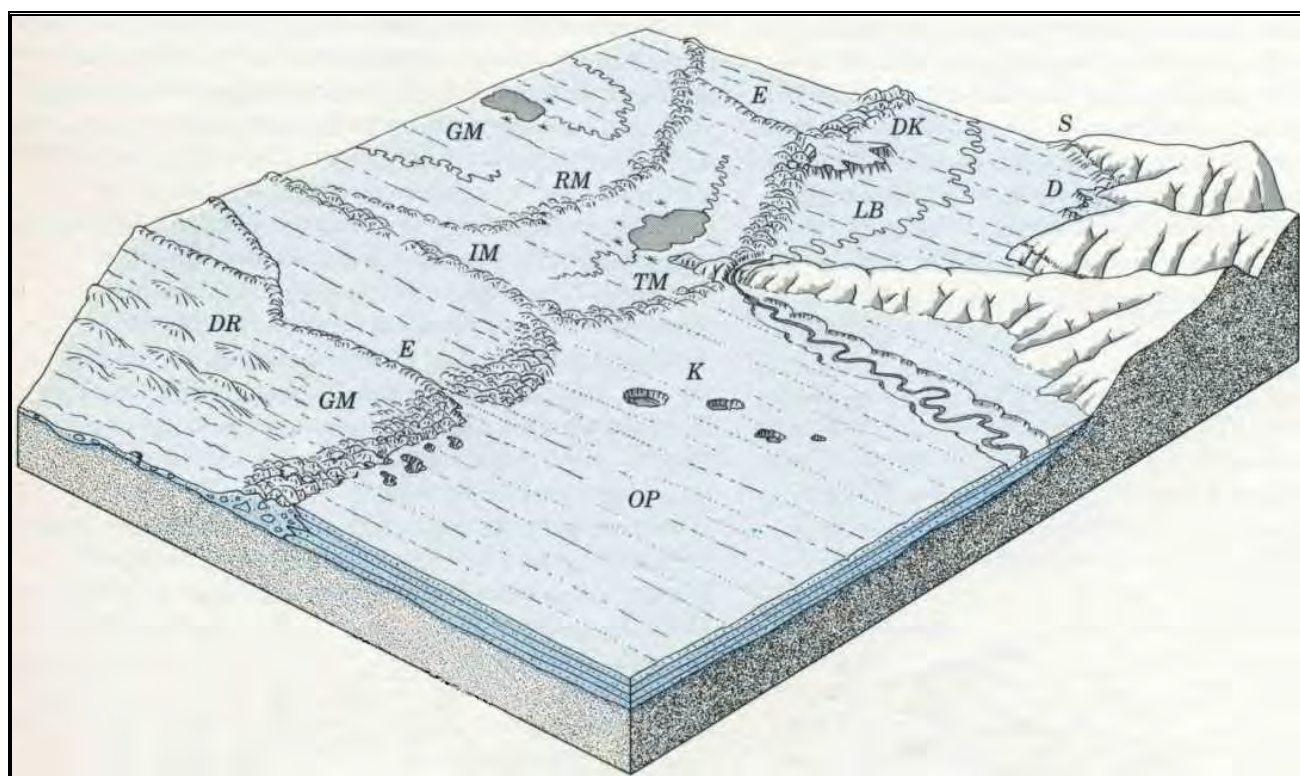


Fig. 7.1.1-B. Formas expuestas en superficie tras el retiro del glaciar. GM = morrena de fondo, o till. TM = morrena terminal. RM = morrena recesional. IM = morrena interlobulos, o medial. DR = drumlins. E = esker. D = delta. DK = delta de kame. S = línea de costa del antiguo lago proglacial. LB = fondo de lago (y varves). K = marmita (depresiones donde estuvieron bloques de hielo abandonados por el glaciar). OP = planicie glacio-fluvial.



Fig. 7.1.1-C. Esquema de dos arcos de depósitos morrénicos terminales y laterales (remarcados en azul) producidos por un glaciar de montaña en un valle glacial en U. Planicie glacio-fluvial entre ambas morrenas terminales.



Fig. 70.1.1-D. Morrena terminal y laterales en un glaciar de montaña.

7.1.2 Las marmitas, o kettles.

En las planicies glacio-fluviales y entre depósitos de till suelen encontrarse depresiones conocidas como marmitas, o kettles en inglés (ver figs. 7.1.1-A y B, y 7.1.2-A). Estas depresiones se producen cuando enormes bloques de hielo quedan estancados en el derrubio de glaciares en retroceso, y después de derretirse dejan huecos en el depósito que los rodeaba o, incluso, podía cubrirlos totalmente. Las depresiones se encuentran, actualmente, por lo general con un cuerpo de agua como laguna, o como humedal con vegetación, en su interior.

Los diámetros de estas depresiones, por lo general son de decenas o centenas de metros, y no superan los 2 km, salvo casos muy excepcionales, como en Minnesota, Estados Unidos, donde algunos tienen hasta 10 km de diámetro. Las profundidades oscilan entre menos de 10 m, la mayoría, y 50 metros.



Fig. 7.1.2-A. Marmitas recientemente formadas en la planicie glacio-fluvial del glaciar en retroceso Bering, en Alaska.

Las marmitas también se forman cuando ocurren fenómenos de grandes descargas de aguas asociadas a glaciares, como en el caso de fenómenos Glof (de Glacial Lake Outburst Flood en inglés), que son súbitas descargas de lagos proglaciales. La enorme gran cantidad de agua que fluye en estos fenómenos puede arrastrar grandes bloques de hielo y depositarlos parcial o totalmente cubiertos por otros materiales. Al fundirse el hielo quedan las depresiones en el terreno.

La laguna que habitualmente existe al interior de una marmita puede estar alimentada por un río o estero, o simplemente reflejar la cota del nivel freático en el área.

7.2 DEPOSITOS DE MATERIALES NO CLASIFICADOS.

7.2.1 Depósitos morrénicos.

Los depósitos morrénicos son materiales depositados directamente por el glaciar, que se denominan **tills**, y que fueron transportados por el glaciar como morrenas basales, terminales o laterales, y dejados sobre el terreno tras la fusión del hielo o retroceso del frente glaciar. Habitualmente los depósitos morrénicos no se encuentran aislados, sino que forman sistemas de morrenas, con arcos morrénicos terminales, cordones morrénicos laterales y las planicies de till. Los sistemas de morrenas marcan diferentes estadios en el retroceso del hielo glaciar (ver Fig. 7.2.1-A).

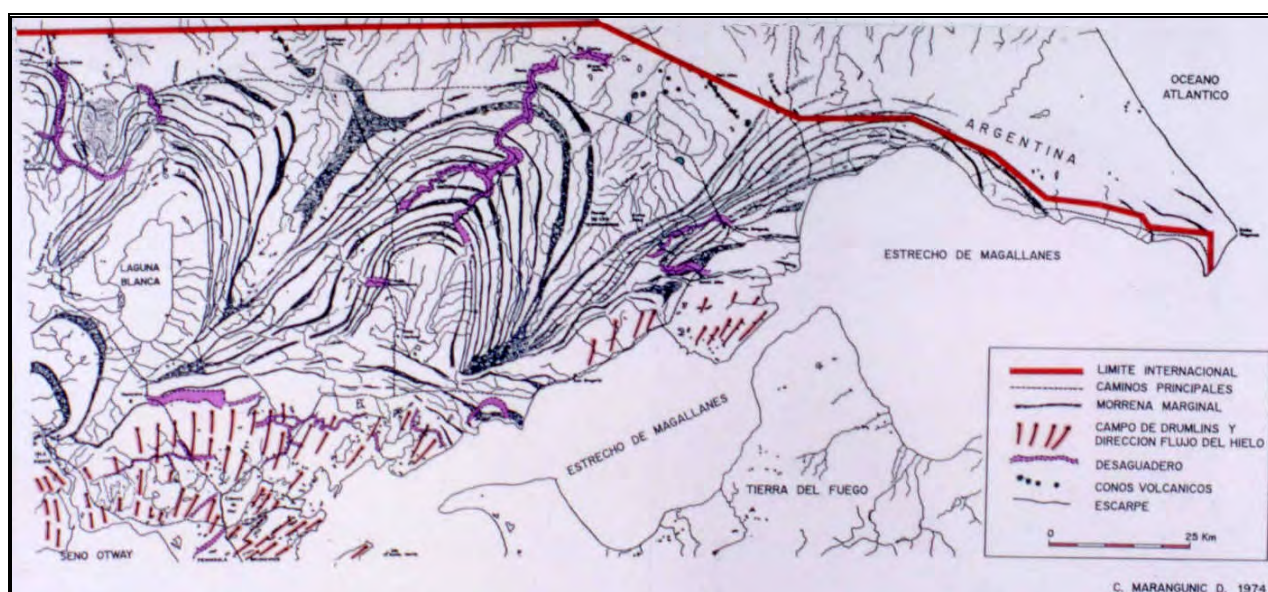


Fig. 7.2.1-A. Sistema de morrenas terminales y laterales en la pampa magallánica al Norte y al Oeste del extremo nororiental del Estrecho de Magallanes.

La **planicie de till** está conformada por los depósitos de morrena de fondo y/o morrena basal (ver Fig. 7.2.1-B). La morrena de fondo se sitúa bajo el hielo, en contacto con el lecho, mientras que la morrena basal es la parte más inferior del glaciar, que es hielo con abundantes detritos. La planicie de till es una llanura suavemente irregular, constituida por los materiales típicos de la morrena de fondo y basal, vale decir mezclas heterogéneas, sin estratificación, de materiales de variados tamaños, siempre muy angulosos, que van desde gruesas gravas con grandes bloques, hasta finas arcillas. Algunos autores emplean el término **morrena de ablación** para referirse a las planicies de till.

El **depósito de la morrena terminal** es un montículo de till que se forma al frente de un glaciar. Este tipo de morrena se forma cuando el hielo del extremo del glaciar, en un frente estacionario o en retroceso leve, va depositando su carga de detritos en un área reducida (como lo hace una cinta transportadora) en la medida que el hielo se mueve hacia el frente del glaciar y se funde y/o evapora (ver Fig. 7.2.1-C). Así, los depósitos de morrenas terminales marcan posiciones relativamente estables del frente del glaciar durante los periodos de retrocesos, por lo cual algunos autores los denominan **morrenas de retroceso**, aunque se trata de una forma de depósito glaciar.



Fig. 7.2.1-B. Esquema de disposición de la morrena de fondo y basal en el glaciar (arriba) y tras la extinción del glaciar (abajo) formando una planicie de till.



Fig. 7.2.1-C. Depósito de morrena terminal actual del glaciar Sherman, Alaska.

Los depósitos de morrenas terminales constituyen cordones de cerrillos (ver Fig. 7.2.1-D) de hasta varias decenas de metros de altura y centenares de metros o kilómetros de amplitud, formando arcos que se enlazan con los depósitos de morrenas laterales. Por ello, suelen actuar como diques entre los cuales escurren los ríos o esteros provenientes inicialmente de las aguas de fusión que se escapan desde el frente del glaciar (ver Fig. 7.2.1-A) y, una vez que el hielo se extingue en el área, provenientes de la precipitación. Incluso, es posible la formación de lagos o lagunas entre los cordones de cerrillos.

Estos cursos de agua entre arcos morrénicos descargan a través de brechas en los arcos, uniéndose con los cursos de agua que provienen de áreas entre otros arcos, y constituyendo así torrentes de agua de considerables magnitudes y capacidad de erosión, los que escurren a través de **desaguaderos glaciales** (ver Fig. 7.2.1-E) entre los sistemas de arcos de depósitos glaciales.



Fig. 7.2.1-D. Dos arcos de depósitos de morrenas terminales (primer y segundo plano en la fotografía) de la última glaciación del Cuaternario, en la pampa de Magallanes, con bloques erráticos entre ambos sistemas.



Fig. 7.2.1-E. Cañadón de un antiguo desaguadero glacial, excavado en una planicie de till sobre la roca basal, y con un relleno de material fluvio-glacial en su interior. Ubicado en la pampa de Magallanes; ver Fig. 7.2.1-A al centro arriba.

Debido a que durante el proceso de retroceso del frente de un glaciar es común que ocurran breves episodios de avance glacial, desplazándose este sobre depósitos morrénicos terminales pre-existent, suelen presentarse sucesivos arcos de depósitos morrénicos frontales superpuestos y complejos. Si el frente del glaciar avanza, es común que se produzca un pequeño arco de material

morrénico empujado por el hielo (ver Fig. 6.1.3.1-G) pero, en general, el frente de hielo que avanza tiene poca capacidad de empujar material en su frente, sino que se superpone al relieve que encuentra para, posteriormente, erosionarlo lentamente.

Normalmente, los cerrillos conformando un arco de depósito de morrena terminal, se extienden y enlazan con los cerrillos de **depósitos de morrenas laterales** (ver Fig. 7.2.1-A), dispuestas inicialmente en los márgenes de las lenguas glaciares. No es posible distinguir depósitos de morrenas terminales o laterales, salvo por la disposición de estos materiales en una planta topográfica, mostrando lo que fue el entorno de la lengua glaciar.

Una característica de todos los depósitos morrénicos es la presencia en ellos de grandes bloques dispersos en los depósitos, llamados **bloques erráticos** (ver Fig. 7.2.1-F). Son grandes bloques extraídos por el glaciar, o caídos a este, en los afloramientos de roca en sus cabeceras, transportados por el hielo y depositados en lugares que pueden ser muy distantes de sus orígenes, por la cual la composición de los bloques suele ser diferente a las rocas que constituyen afloramientos de la roca basal en el sector.



Fig. 7.2.1-F. Bloques erráticos en un depósito de morrena terminal, en la pampa de Magallanes. Los bloques provienen de rocas intrusivas que existen más de 200 km al Oeste del depósito.

7.2.2 Drumlins.

Los drumlins son colinas asimétricas, de formas variadas algunas más elongadas que otras y más o menos asimétricas, de perfil aerodinámico, compuestas totalmente, o solo cubiertas, por till, y elongadas en lo que fue la dirección del flujo de hielo que las originó. Sus alturas suelen oscilar entre algo más de una decena de metros y aproximadamente 50 metros. Sus longitudes varía normalmente en dimensiones cercanas a un kilómetro, pero pueden ser desde aproximadamente un centenar de metros hasta unos pocos kilómetros. El lado empinado de la colina mira la dirección desde la cual avanzó el hielo, mientras que la pendiente más suave y larga sigue la dirección de desplazamiento del hielo.

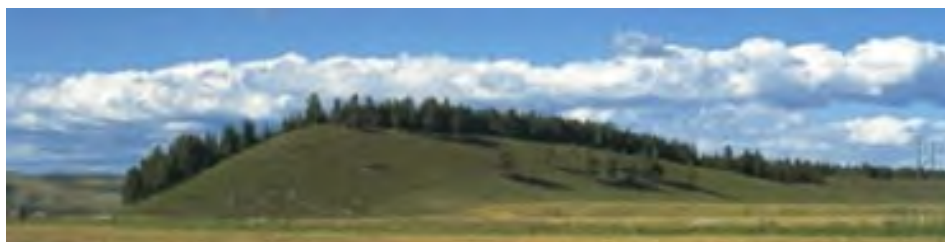


Fig. 7.2.2-A. Drumlin en Alberta, Canada.

Los drumlins no aparecen en forma aislada, por el contrario, se encuentran agrupados en lo que se denomina **campos de drumlins** (ver Fig. 7.2.2-B). Se encuentran campos de drumlins en áreas que estuvieron cubiertas por grandes sábanas de hielo.

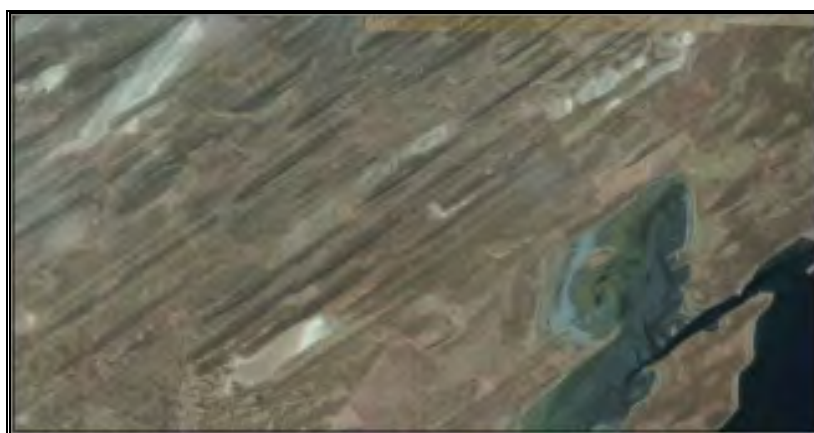


Fig. 7.2.2-B. Vista aérea vertical del campo de drumlins, alargados en dirección Nor-este (la dirección del flujo de hielo que los originó), en el sector de Cabeza del Mar, al Norte de Punta Arenas, en la costa occidental del Estrecho de Magallanes. Los tonos oscuros son debido a la presencia de matorrales en los drumlins, mientras que las planicies intermedias poseen pastos amarillentos. Ver ubicación en Fig. 7.2.1-A, izquierda abajo.

Los drumlins han sido considerados tradicionalmente como compuestos enteramente de till. Sin embargo, algunas excavaciones y hallazgos más recientes muestran que suelen contener un núcleo de arena y gravas (ver Fig. 7.2.2-C) con cierta estratificación y, a veces, deformación, o incluso un núcleo de roca, asemejándose a la forma de erosión de risco y cola. Así, los drumlins, muestran formas que son tanto de depositación como de erosión. El material de núcleo puede pertenecer a una glaciación anterior a aquella que lo formó.

No existe una única teoría respecto a como se forman los drumlins. El hecho que siempre se encuentran decenas de kilómetros detrás de arcos morrénicos, ha permitido suponer que se originan bajo las sábanas de hielo donde la base del glaciar cambia de hielo frío (hacia el frente del glaciar), a hielo templado hacia el centro de la sábana de hielo. De manera que los procesos de erosión y depositación en la base del sector templado, se detienen al encontrar hielo frío adherido a la base, y los materiales de núcleo se depositan en cavidades entre el hielo y su lecho, probablemente asociadas a formas de presión, o que son afectadas por presiones desarrolladas tras la depositación, probablemente asociadas también a variaciones de temperatura del hielo en su base (por ejemplo, un sector de hielo templado pasa a ser de hielo frío con el retroceso del glaciar).



Fig. 7.2.2-C. Interior de un drumlin, expuesto en la costa de la Bahía de Galway, Irlanda. Nótese los estratos de arenas y gravas bajo una cubierta de till.

7.3 DEPOSITOS DE MATERIALES CLASIFICADOS Y ESTRATIFICADOS.

7.3.1 Esker.

Un esker (o Âs) es un depósito de material fluvioglacial (de gravas gruesas a arenas) relativamente limpias y pobremente estratificadas) que forman colinas como cordones sinuosos de varios metros de altura (generalmente de 10 a 50 m de altura), hasta un centenar de metros de ancho y hasta más de un centenar de kilómetros de longitud. Un esker en Upsala, Suecia, tiene más de 250 km de longitud, otro en Canada más de 700 km. Estos cordones siguen la dirección del lecho de un antiguo glaciar (ver figs. 7.3.1-A y B). El esker es el material que fue transportado en agua y rellenó un largo túnel subglaciar que, al fundirse la cubierta de hielo, ha quedado en relieve sobre lo que fue el lecho del glaciar. Las gravas y arenas que conforman el esker presentan de regular a buen redondeamiento, cierta estratificación, y el material proviene de las morrenas del glaciar, la ausencia de finos y las gravas gruesas indican flujos de agua turbulentos, probablemente bajo cierta presión hidráulica.

Poco comunes son pequeños eskers, mas bien rectilíneos, originados en acumulaciones detríticas en canales de agua en la superficie del hielo, o en grietas en la superficie del glaciar.

Los eskers se forman, preferentemente, en las zonas terminales de los glaciares, donde el hielo mas bien tenue del glaciar está virtualmente estancado. Los cordones suelen aparecer con interrupciones, o como una secuencia de colinas, pueden ser de cresta abrupta o plana, y suelen tener pequeñas prominencias. Generalmente, los esker de una glaciación no logran sobrevivir a la siguiente.

Debido a las apropiadas características del material que compone los eskers, constituyen un buen empréstito como materiales de construcción. También, son buenos acuíferos si se encuentran confinados.

El nombre esker proviene de la palabra irlandesa “escir”.



Fig. 7.3.1-A. Esquema de esker.



Fig. 7.3.1-B. Esker en Manitoba, Canada.

7.3.2 Planicie glaciofluvial.

El agua de fusión que surge desde portales en el frente de los glaciares, se aleja de estos como un curso de agua comúnmente anastomosado, que transporta materiales finos y gruesos. A medida que

disminuye la velocidad del caudal, los sedimentos que transporta y arrastra el agua se depositan, formando una llanura de inundación aluvial, llamada planicie fluvio-glacial, amplia en terrenos abiertos o confinada en un valle de montaña (ver figs. 7.3.2-A, B y C, y esquemas 7.1.1-A y B).

Los materiales de la planicie aluvial propiamente tal son gravas y arenas, con pocos finos. Los materiales exhiben un redondeamiento fluvial, que es de regular a bueno, y una estratificación similar a la que se observa en depósitos fluviales.

Las planicies fluvio-glaciales son similares a las planicies aluviales. Lo que las distingue de estas últimas es la eventual presencia de formas típicas de origen glacial, como morrenas terminales, kames, marmitas (o kettles), cercanías a campos de drumlins, y otros similares.

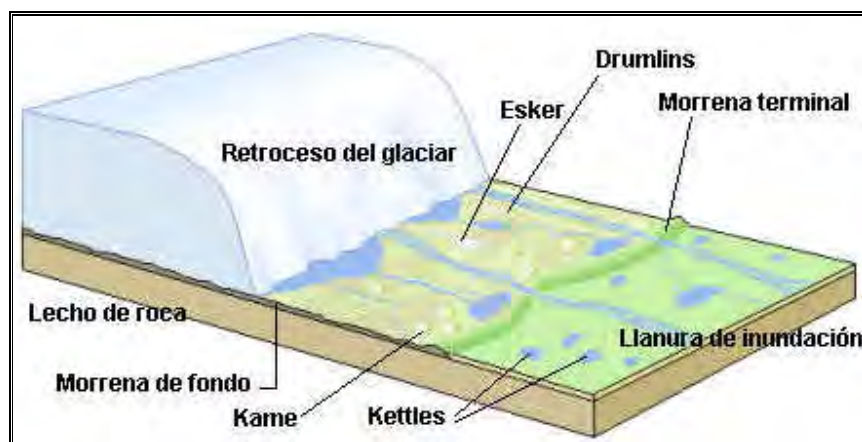


Fig. 7.3.2-A. Esquema de constitución de una planicie fluvio-glacial de inundación.



Fig. 7.3.2-B. Planicie fluvio-glacial y río anastomosado al frente del glaciar Sherman, Alaska.



Fig. 7.3.2-C. Planicie fluvioglacial en un cañadón del Parque Nacional Torres del Paine, inundada en época de crecida.

7.3.3 Kame.

Se forman en las márgenes de glaciares, en contacto con el hielo, cuando la lengua glacial se ha estancado (por reducción de tamaño) y el flujo de hielo se detiene. Por lo mismo, se presenta solamente en lo que fueron las zonas de ablación de los glaciares. En esta situación y a medida que el hielo se derrite, las aguas de fusión que corren por encima, en el interior y por debajo del hielo dejan depósitos de detritos estratificados, en forma de colinas, terrazas y cúmulos. A este tipo de depósitos se les conoce también como depósitos en contacto con el hielo, los que están pobremente a regularmente estratificados y el material, esencialmente gravas y arenas con pocos finos, posee un pobre a regular redondeamiento. A menudo los kames se encuentran en las cercanías de marmitas glaciales.

Cuando estos depósitos tienen la forma de colinas de laderas empinadas, o montículos, se los llama colina de kame. Algunos kames se forman cuando el agua de fusión deposita sedimentos a través de aberturas en el interior del hielo, como grietas o molinos. Otros kames son el resultado de abanicos o deltas en el margen del glaciar producidos por el agua de fusión, y que se extienden hacia el terreno adyacente, el exterior del hielo. Aún otros kames forman terrazas de kame a lo largo de la ladera de un valle, por el agua escurriendo entre la lengua glacial y esa ladera.

Una **colina de kame** es un montículo de pocos metros a más de 100 m de altura, algo redondeado o bien irregular (ver figs. 7.3.3-A y B). Se forma por depositación de detritos en depresiones en el glaciar en fusión, como molinos o fracturas. A un grupo de colinas de kame cercanas se lo denomina **campo de kame** o **complejo de kames**, aunque esto es poco frecuente.



Fig. 7.3.3-A. Una colina de kame entre los depósitos morrénicos de Columbia Plateau, en el estado de Washington Estados Unidos.



Fig. 7.3.3-A. Una colina de kame formado por aguas de fusión del glaciar descargando en un molino en la superficie del glaciar, Wisconsin, Estados Unidos.

La **terraza de kame** se forma entre la ladera de un valle y el margen del glaciar, donde el agua de fusión del glaciar arrastre materiales gruesos y finos y los deposita formando un banco que, tras el retiro del hielo, constituye una terraza. A veces se nombra a las morrenas laterales como morrena de kame, pero esto no es correcto

El **delta de kame** lo forma un río que descarga desde el glaciar en un lago proglacial en la margen del hielo, depositando allí su carga sedimentaria. Vale decir, el depósito se forma en el frente del glaciar, y suele tener, en planta, una forma triangular (ver figs. 7.1.1-A y B), con una superficie relativamente plana. A menudo, cuando el glaciar se ha retirado pocos metros del kame, depósitos morrénicos tenues se adosan en el lado del kame que adyacía al glaciar.

7.3.4 Varves en lagos glaciales.

7.3.4.1. Definición de varve.

Un varve es una delgada capa de sedimento, o roca sedimentaria, constituida por dos estratos, uno de color oscuro y compuesto de láminas material fino arcilloso, y otro de color mas claro y constituido por láminas de material mas grueso (de arenas finas y limos), depositadas habitualmente en un ambiente lacustre (ocasionalmente también en el mar) en regiones frías y con glaciares, durante un ciclo anual de fusión y congelamiento (ver Fig. 7.3.4.1-A). El estrato oscuro y fino se deposita en invierno, cuando la descarga de agua de fusión de glaciares es mínima y la carga de sedimentos es menor, en aguas lacustres relativamente tranquilas y bajo una cubierta de hielo en la superficie del cuerpo de agua. El estrato claro y de material más grueso refleja el arrastre de sedimentos en flujos de agua más turbulentos y de mayor energía y en mayor volumen, durante la época veraniega de deshielo, hasta el ambiente lacustre donde los sedimentos se depositan.

En ambientes marinos, la sal y los electrolitos presentes en el agua de mar dificultan la formación de varves. Aún así, estos suelen formarse al interior de senos, o fiordos, los que si bien son brazos de mar, la calidad del agua en ellos puede ser de baja salinidad debido al importante aporte de agua dulce proveniente de la fusión de los glaciares que descargan en el fiordo.

Así, cada par de capas, clara y oscura, de un varve representa el registro sedimentario de un año, de manera que contando el número de varves el posible determinar el tiempo transcurrido durante la depositación de la secuencia sedimentaria. Si bien secuencias sedimentarias similares a los varves es posible encontrar en otros ambientes, no glaciales, la ausencia, o relativa escasea de perturbaciones biológicas (como por organismos perforadores) es lo que caracteriza a los varves de ambientes glaciales.



Fig. 7.3.4.1-A. Serie de varves del Pleistoceno en Scarborough Bluffs, Toronto, Canada. Los más gruesos son del orden de 2 cm.

Además de la variación anual en el proceso sedimentario de la formación de un varve, la formación de los varves requiere la ausencia de perturbaciones debidas a procesos biológicos. En consecuencia, los varves se forman corrientemente en condiciones anoxicas. Debido a su formación en cuerpos de agua, los varves se encuentran como un conjunto, o serie, de capas (ver Fig. 7.3.4.1-B) depositadas en el cuerpo de agua durante la vida, o colmatación de este cuerpo, o durante el tiempo que recibió los aportes hídricos en un ambiente glacial.

En los conjuntos de varves suelen encontrarse grandes clastos angulosos. Se considera que estos clastos han sido transportados por témpanos en el lago, y que el material formaba parte de la morrena interior del glaciar que produjo los témpanos (ver Fig. 7.3.4.1-C).

Los varves varían en espesor, reflejando las variadas condiciones de agua en la época de deshielo. Veranos con abundante fusión, o precipitación pluvial, implican mayores aportes de agua y sedimentos a la cuenca lacustre. En consecuencia, la formación de varves de mayor espesor, en particular un mayor espesor de la capa formada en verano. Por lo mismo, los aportes de agua y sedimentos durante el invierno son similares de un año a otro, pues dependen en menor grado de las variaciones climáticas, y mas bien provienen de la fusión del hielo en la base del glaciar.



Fig. 7.3.4.1-B. Detalle de varves de depósito proglacial lacustre en Patagonia. Cada par de láminas, clara y oscura, es el depósito de un año (la lámina oscura del par es el depósito de la temporada de invierno, con más material fino arcilloso.



Fig. 7.3.4.1-C. Dos series de varves sobrepuestas, en la margen de un lago proglacial del glaciar Jorge Montt, Patagonia chilena. La serie inferior está en parte deformada y erosionada por un avance glacial, tras cuyo retroceso se depositó la serie superior. Nótese la presencia de ocasionales clastos gruesos, de transporte en témpanos.

La Fig. 7.3.4.1-D muestra el detalle de un conjunto de varves glaciales, extraídos con saca-testigo desde depósitos glaciales en una localidad en Vermont, Estados Unidos. El testigo ha sido cortado en mitades, pulido y parcialmente secado para exponer el contraste entre las capas de invierno (señaladas con “w”) ricas en arcilla (oscuras) y que retienen humedad, y las capas claras de limo y arena fina, de verano (marcadas (“s”) que se secan más rápido. El testigo en esta imagen contiene 10 capas de invierno. Según otros recuentos de varves y cronología, los de la Fig. 7.3.4.1-D se depositaron aproximadamente 300 años después que el glaciar retrocedió del área, de manera que los varves se encontraban bastante distantes del frente glacial. La mayor parte de la variación en el espesor de los varves se debe a variaciones en el espesor de la capa de verano, la cual, a su vez, se compone de

numerosas micro-capas, o laminaciones, que gradan unas a otras, pero en general una mayor graduación hacia las láminas, o capa de invierno, superior.

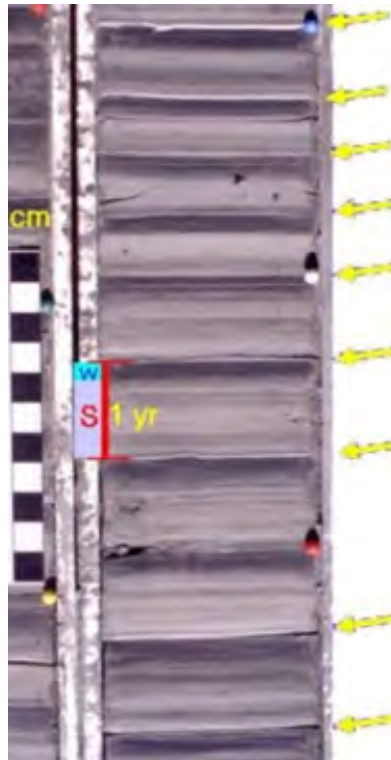


Fig. 7.3.4.1-D. Testigo de varve extraído mediante sondaje, cortado, pulido y parcialmente secado. Valle Passumpsic, Barnet Oriental, Vermont, Estados Unidos.

Un fenómeno común que muestran los varves de la Fig. 7.3.4.1-D es un notorio micro-estrato, de color más claro que el resto de la capa de verano, indicado con flechas amarillas. Suele ser el sedimento más grueso de la capa de verano, y parece representar el inicio de una fuerte corriente a través del piso del lago, probablemente gatillada por un notable flujo de agua de fusión de nieve y/o hielo, o por la descarga súbita de agua de fusión del glaciar en la medida que se abren los túneles y drenes al inicio de la temporada de verano. Este micro-estrato contrasta notoriamente con el estrato oscuro subyacente, de las arcillas de invierno. Suele aparecer, pero no siempre, un micro-estrato similar que indica la mayor cantidad de agua de fusión durante el máximo de la fusión en verano.

Las capas de invierno están compuestas, habitualmente, de mas de 90% de arcilla, y normalmente gradan desde la capa inferior, de verano. El techo de la capa de invierno suele estar bien marcado y es poco gradacional. Habitualmente, en la arte inferior de la capa de invierno suelen observarse micro-capas claras, que representan eventos particulares de fusión, o precipitación líquida, al inicio de la temporada invernal. El reconocimiento de la capa invernal, es la parte más importante en la identificación y estudios de varves.



7.3.4.2. Historia de la investigación de varves.

Según De Geer (1940) la palabra varve deriva del vocablo sueco varv (o hvarf en su pronunciación mas antigua) que identifica a depósitos cíclicos de arcilla en el este de Suecia, y entre cuyos significados y connotaciones se incluyen: revolución, en capas y círculo. La primera aparición del término, como “hvarfig lera” (varva de arcilla), fue en el primer mapa realizado por el Servicio Geológico de Suecia. Inicialmente, la palabra varve fue utilizada para describir cada uno de los componentes de una capa anual en los sedimentos de lagos glaciales, pero en el Congreso Geológico de 1910, el geólogo sueco Gerard De Geer (1858-1943) propuso una nueva definición formal que describía un varve como el conjunto de cualquier capa anual de origen sedimentario. Otros términos, introducidos más recientemente, como laminación anual, son sinónimos de varve.

Si bien el término varve fue introducido recién a fines del siglo XIX, el concepto de ritmo anual es, al menos, de dos siglos de antigüedad. Ya en 1840 Hitchcock en estados Unidos sospecho de la anualidad de sedimentos laminados, y en 1884, también en Estados Unidos Upham indicó que la dupla de capas oscura y clara podría representar el depósito de un año. Sin embargo fue De Geer quien afirmó que se trataba de depósitos anuales, similares a los anillos de crecimiento que se observan en los cortes de árboles.

La primera cronología de varves fue establecida por De Geer al final del siglo XIX, en Estocolmo. Pronto se estableció, a continuación, una serie de sitios en la costa Este de Suecia, mostrando la cronología del retroceso hacia el Norte de la última sábana de hielo, lo que fue posible mediante la comparación de secuencias de varves separados por largas distancias, pero calzando las variaciones en el espesor de los varves. Aunque se produjeron errores, esto inició los estudios y el proceso de teleconectar varves.

En 1924 se estableció el Instituto de Geocronología en Suecia. De Geer y sus colaboradores realizaron viajes a otros países y continentes. E. Antevs estudió sitios desde Long Island a Udon Bay en Estados Unidos y Canada, Carl Caldenius visitó la Patagonia y Tierra del Fuego, y Eric Noirn visitó el Asia central. Otros investigadores comenzaron a realizar estudios cronológicos similares en Finlandia (Matti Sauramo).

En 1940 se publicó la ya clásica obra de De Geer, Geocronología Suecia. Actualmente, el recuento de varves en Suecia cuenta con información proveniente de miles de sitios, y con un escala de tiempo que cubre 13.200 años de recuento de varves (ver Fig. 7.3.4.2-A).



Fig. 7.3.4.2-A. El retroceso de la sábana de hielo en Suecia, según la cronología de varves (y otras). Lundqvist, 1965.

7.3.4.3. La cronología de varves.

7.3.4.3.1 El análisis de varves.

El análisis de varves es el proceso de recuento de varves para determinar las tasas de cambios en varios ecosistemas. Esta técnica permite adquirir información cronológica detallada sobre la composición, cambios y climas de la región en que se depositaron los varves

Tradicionalmente, el recuento de varves ha sido una tarea monótona y cansadora, consumidora de tiempo, y no exenta de subjetividad en la determinación de las capas. Se hacía con evaluación al microscopio del material y originando algún tipo de hipótesis o interpretación a partir de la forma y espesor de las capas. Esto producía errores en el conteo pues diferentes tipos de varves pueden interpretarse de manera diferente.

Actualmente se utiliza computadores con equipo audio-visual y cámaras de video digitales, con lo cual se pueden analizar, entre otros, diferencias en los tonos de colores. Con tales procedimientos, se obtiene mejor precisión en el recuento de capas, y mayor precisión en el análisis de



los varves. También, con el auxilio de computadores y fotografías realizadas digitalmente, tanto el conteo como la clasificación mejoran.

7.3.4.3.2 La cronología de varves.

La cronología de varves es el empleo de secuencias de varves para establecer líneas de tiempo en una secuencia sedimentaria, y para correlaciones. La ventaja de los varves sobre otros tipos de depósitos es la tremenda precisión que estos proporcionan, de un año, y en algunos casos incluso a nivel de estación del año cuando la estratigrafía intra-anual muestra una separación consistente de las características estacionales. La correlación de registros de varves, entre uno y otro lugar, se basa generalmente en comparar y parear espesores de varves, pero no los espesores absolutos, que varían sustancialmente de un sitio a otro para un mismo año. Ocasionalmente, las correlaciones pueden establecerse pareando cambios litológicos en toda una cuenca, si es que representan eventos simultáneos en las secuencias de varves.

El término **secuencia de varves** se emplea como una denominación general, para referirse a cualquier sucesión de varves sin importar si provienen de un solo sitio o si representan una correlación más grande, de carácter regional, que involucra varios registros de varves.

El **registro de varves** es el recuento de varves presentes en un solo sitio o testigo de sondaje. La numeración de los años en un registro es temporal, y puede cambiar en la medida que se eliminan errores cuando se comparan con una serie cronológica, y se corrige con el sistema de numeración de una secuencia de mayor orden.

La **serie de varves** se compone de varios registros de varves de un área limitada, que han sido calzados y, juntos, constituyen una secuencia más prolongada que un solo registro de varves. La numeración de una serie a menudo comienza con 1 en la base (el varve más antiguo), e implica un mayor nivel de exactitud que el que podría alcanzarse con un solo registro. Es habitual en el recuento de varves, el numerar los varves en el orden en que se depositaron, vale decir el más antiguo con el número menor, y el más joven con el número más alto.

La **cronología de varves** es la correlación de series y registros de varves que, en conjunto, poseen un sistema uniforme de numeración de varves, y se aplica a una región más amplia que aquella de la secuencia de varves, por ejemplo a secuencias y registros provenientes de diferentes lagos o valles. De esta manera, una cronología de varves crece a medida que se incorporan nuevas series y registros, lo cual permite mayor exactitud y mayor aplicación regional para las correlaciones.

En ambientes glaciales las secuencias de varves se emplean para establecer líneas de tiempo para eventos tales como la deglaciación, o la repoblación por organismos tras la deglaciación, o la edad de fósiles, debido a que el recuento de varves permite establecer con precisión el número de años. La característica de los sedimentos en una secuencia de varves, como capas anormalmente potentes, marcan crecidas de esteros, o capas de ceniza volcánica marcan una erupción volcánica. También permiten datar eventos como el ingreso de agua de mar a un ambiente lacustre, o como el ascenso o descenso isostático de la corteza terrestre.

Las secuencias y registros de varves representan escalas de tiempo flotante (o relativo) o escalas de tiempo que no están fijas a una edad calendario. Para utilizar una secuencia de varves con el

propósito de establecer una edad calendario de cierto evento, es necesario calibrar la secuencia con una edad numérica. La manera ideal de hacer esto, cuando se cuenta con una secuencia que se extiende hasta tiempos históricos y hasta la actualidad, es simplemente contando el número de años. En caso contrario, se debe emplear algunos de los métodos de datación de eventos, siendo la forma más habitual de hacer esto empleando el método de datación con carbono radioactivo (C14). Desde luego y en cualquier caso, debe asegurarse que no existen brechas en la secuencia de varves, o que la longitud en el tiempo de las brechas es posible definir con precisión.

Para construir un registro de varves en sedimentos glacio-lacustres, se cuenta y mide el espesor de cada varve anual, de modo de establecer una escala de tiempo de varves-año y sus correspondientes espesores, como se muestra en el bloque de la Fig. 7.3.4.3.2-A.

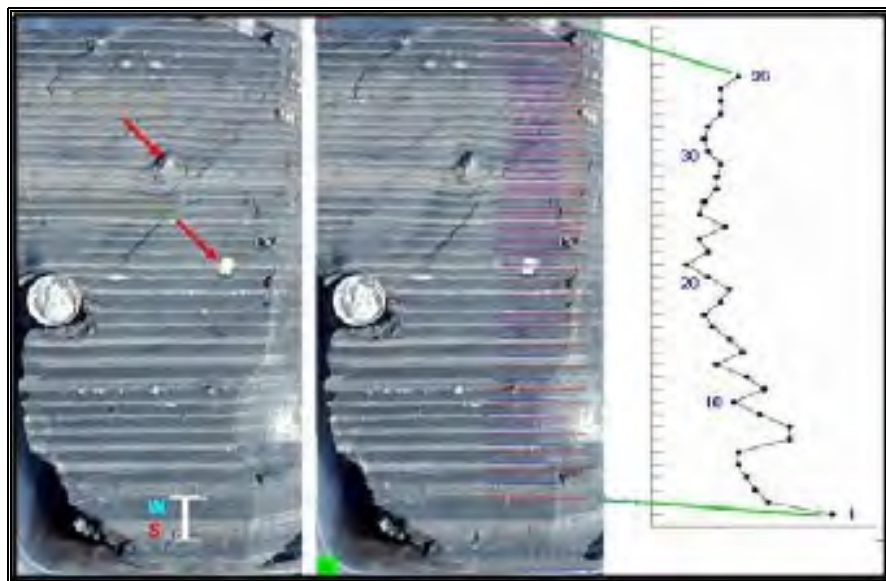


Fig. 7.3.4.3.2-A. Recuento de varves en Willsboro, extraídos del antiguo Lago Vermont que ocupó el valle Champlain, en Nueva York, Estados Unidos, secados en un bloque. La imagen del centro incluye, con líneas rojas, los límites entre cada varve. La escala de la derecha contiene el espesor total, capas de verano + invierno, medido en cada varve. La moneda en las imágenes del centro y derecha es de aproximadamente 2,5 cm de diámetro. En la imagen de la izquierda se muestra el varve de un año; w es la capa de invierno, s es la capa de verano. Con flechas rojas, en la imagen de la izquierda, clastos en los varves, caídos desde témpanos en el lago donde se originaron.

Estos varves fueron depositados en una posición bastante distante del glaciar en retroceso, y son desde una margen somera del lago, donde se depositaron menos sedimentos que en otras partes profundas de la cuenca. Por ello, las capas de invierno son de mayor espesor que las de verano. Aún así, las capas de verano varían en sus espesores considerablemente más que las de invierno. Los espesores de las capas de invierno y verano se registran según se muestra en la imagen del centro con las líneas rojas y azules; las rojas representan la base de la capa de verano, mientras que las azules la base de la capa de invierno. El espesor total anual de cada varve (verano + invierno), 36 en total, se grafica en la imagen de la derecha. Un archivo de datos, y las líneas en la imagen del centro, fueron creadas por un programa de computación diseñado para medir secuencialmente los varves de la secuencia. El diseño del gráfico del registro de varves debe diferenciarse del tiempo durante el cual los

varves se depositaron. El espesor anual de los varves varía según los cambios climáticos que controlan, año a año, la tasa de fusión y el arrastre de sedimentos al lago. Los cambios de largo plazo en los espesores reflejan cambios en la sedimentación que ocurren por causas como cambios en las fuentes de sedimentos y formas de distribución, cambios climáticos, y cambios en la vegetación adyacente al lago.

7.3.4.3.3 El empleo de registros de varves para correlación y como escalas de tiempo.

El pareo de testigos de varves consiste en establecer que varve de un registro (o de una secuencia) corresponde a que varve de otro registro, y se realiza comparando las variaciones de espesor y la estratigrafía de los varves en dos registros o secuencias.

Para armar un registro de varves en un sitio, muestras que se superponen se parean (o recortan) según las variaciones de espesor y según características específicas observadas al interior de cada varve. La Fig. 7.3.4.3.3-A muestra diversos testigos de varves pareados como se indica arriba, extraídos desde un sitio en Newbury, Vermont, Estados Unidos, parcialmente secados y pulidos, el secado pudo haber reducido el espesor de los varves, pero el patrón de cambios, año a año, persiste.

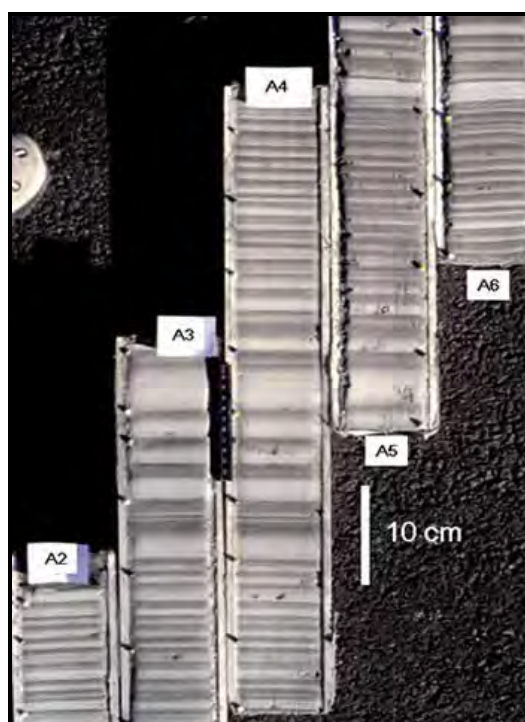


Fig. 7.3.4.3.3-A. Testigos A2 a A6 de varves, extraídos del sitio en Newbury, Vermont, Estados Unidos, y secados. Se trata del sitio N° 73 de Antevs (1922).

Los registros de varves de testigos pareados provenientes de una sola localidad o sitio, pueden promediarse para producir un registro compuesto. La Fig. 7.3.4.3.3-B muestra el traslape de los testigos de la Fig. 7.3.4.3.3-A, recolectados en 1996 en el sitio N° 73 de Antevs. Los testigos A3 y A5 fueron desplazados 0,5 cm hacia arriba para evitar que líneas coincidentes quedaran ocultas en el gráfico. Los valores medios de estos testigos pareados, que son casi idénticos, fueron empleados para conformar el registro del sitio.

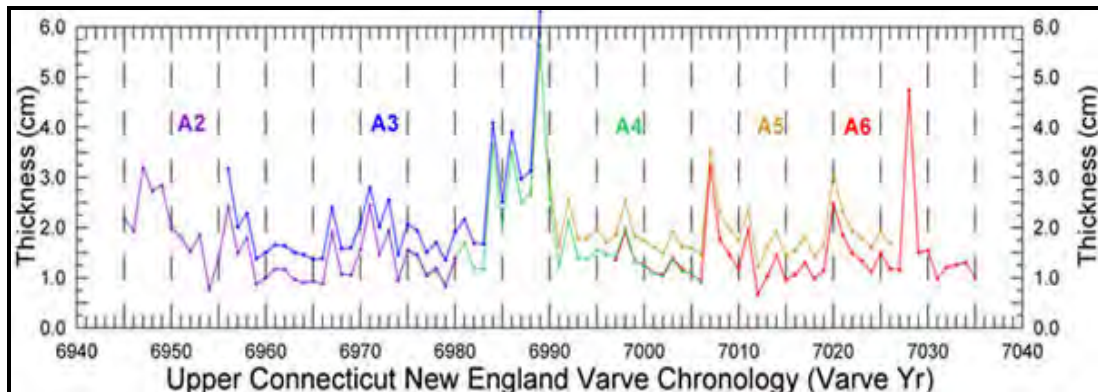


Fig. 7.3.4.3.3-B. Gráfico de espesor (en cm) de los testigos pareados de la Fig. 10.3.4.3.3-A, con la escala horizontal de años-varve (no es tiempo absoluto).

Para parear el registro de un sitio con alguna cronología existente, el registro del sitio que se muestra en el gráfico de la Fig. 7.3.4.3.3-B se “normaliza” y se para, en este ejemplo específico, con la cronología de la curva “normalizada” varves de Nueva Inglaterra (producida por Antevs en 1922). Los dos registros se plotean contra ejes de diferentes escalas de espesor (ver Fig. 7.3.4.3.3-C) y se buscan similitudes en el diseño de las variaciones de espesor, aún cuando los espesores mismos son diferentes (dependiendo de las características de cada sitio); los registros del sitio del gráfico de la Fig. 7.3.4.3.3-B son de espesores algo más delgados excepto por el pico del año 7007, el que es representado por una capa arenosa justo por sobre el techo del testigo A4 en los testigos A5 y A6, y probablemente revela la descarga súbita de agua desde un lago proglacial.

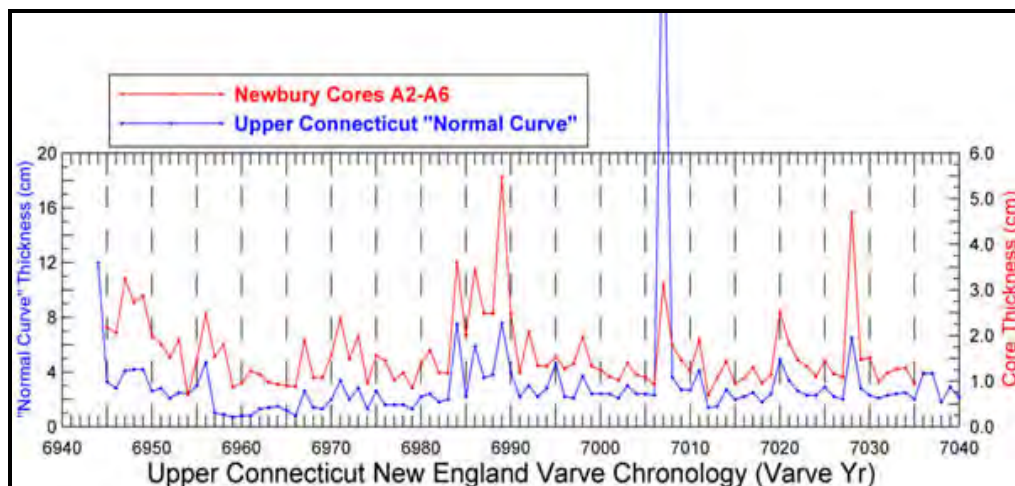


Fig. 7.3.4.3.3-C. Gráfico que compara y para la curva “normalizada” de espesores de varves de la Fig. 10.3.4.3.3-B (en rojo), con la curva igualmente “normalizada” y en azul de espesores de varves para la región de Connecticut, Nueva Inglaterra, Estados Unidos. La escala horizontal es de años-varve, no de tiempo absoluto.

Otro ejemplo de pareo de registros de varves en un sitio específico se muestra en la Fig. 7.3.4.3.3-D. Se trata del registro compuesto de los testigos 25 a 33 (línea superior) del sitio PAS2 (del Valle Passumpsic, Barnet Oriental, Vermont, Estados Unidos), el cual ha sido promediado y pareado

con la curva normal de cronología de varves de Nueva Inglaterra (línea inferior). Ambos registros están graficados con la misma escala de espesor, siendo los varves de PAS2 de mayor espesor. En algunos lugares, por ejemplo en el 7403 y entre 7439 y 7449, los sedimentos del sitio de PAS2 exhibían un grado de deformación tal que no permitía medir espesor. El resto de la secuencia se pareó adecuadamente con la de Nueva Inglaterra, mostrando con precisión el número de años perdidos en los testigos del sitio PAS2. El pareo de los registros de varves está hecho según cambios en los espesores de varves, y no según los espesores absolutos, que varían grandemente en un solo año según el sitio de la muestra. El registro de PAS2 no hubiera sido posible de utilizar si no se hubieran llenado los años perdidos mediante pareos con otros registros.

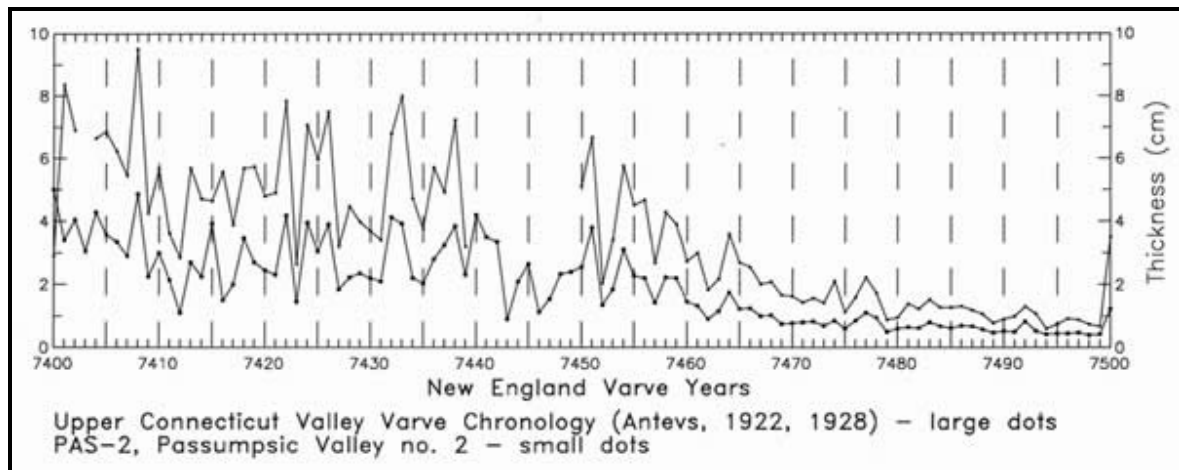


Fig. 7.3.4.3.3-D. Gráfico que compara y pareo la curva “normalizada” de espesores de varves del sitio PAS2, en el valle de Passumpsic (línea superior), con la curva igualmente “normalizada” (línea inferior) de espesores de varves para la región de Connecticut, Nueva Inglaterra, Estados Unidos. La escala horizontal es de años-varve, no de tiempo absoluto.

Los bloques de sedimentos de testigos de varves utilizados en los dos ejemplos antes mencionados fueron medidos empleando imágenes digitales y un programa computacional de medición de espesor. El registro original de varves, compilado en Suecia y en Nueva Inglaterra más de un siglo atrás, fue medido directamente en el afloramiento en terreno, empleando una huincha métrica adherida a una corte vertical del terreno. Esta ya antigua técnica aún funciona bien, pero no es tan precisa cuando los varves son muy arcillosos o delgados, lo que dificulta el diferenciarlos en terreno. El recolectar muestras, o testigos, sobrepuestos y emplear imágenes digitales, también posibilita el poder revisar las mediciones posteriormente, y los testigos pueden muestrearse para otros tipos de análisis, tales como para la búsqueda de fósiles, o para diferenciar tipos de sedimentos.



8 VARIACIONES DE LOS GLACIARES Y LAS GLACIACIONES.

8.1 VARIACIONES NATURALES Y ANTRÓPICAS (POR INTERVENCIÓN) DE LOS GLACIARES.

En el registro geológico se sabe de la aparición y extinción de glaciares en diversas ocasiones durante la existencia de la Tierra (ver Fig. 8.1-A), en el Precámbrico, en el Paleozoico, e incluso varias (cuatro) dentro de los últimos 1.800.000 de años – el Cuaternario (ver Fig. 8.1-B). También existen antecedentes, aunque aislados y poco ciertos, de glaciaciones ocurridas en el Mesozoico (Jurásico-Cretácico). Actualmente, y salvo raras excepciones, la mayoría de los glaciares blancos en el mundo se encuentran en retroceso desde tiempos históricos o bien desde el máximo de la última glaciación, ocurrido varias decenas de miles de años atrás. Esta es también la situación de la mayoría de los glaciares blancos en Chile, aunque existen notables excepciones; algunos pocos avanzan (o avanzaron) en años recientes, y algunos exhiben frentes estacionarios.

Por otra parte, la mayoría de los glaciares de roca en Chile muestran frentes estacionarios, y se conoce uno que avanzó en años recientes.

El estado general de reducción de masas en que se encuentran los glaciares blancos, desde las regiones polares a los trópicos, se atribuye a cambios climáticos globales. Estos cambios ocurrieron, esencialmente, por causas naturales hasta la revolución industrial del siglo XIX; desde entonces, se agregan efectos de la actividad humana (principalmente el aumento de los gases “invernadero”, aunque en muchos casos este efecto no está totalmente, o adecuadamente, cuantificado y caracterizado) que afectan de manera directa o indirecta a los glaciares y que se describen como variaciones antrópicas.

A modo de ejemplo de lo anterior, aún nadie ha determinado el efecto sobre los glaciares blancos de la cordillera del centro de Chile que produce el “smog” originado en la mega urbe de Santiago y del humo de las quemas e incendios forestales, aunque es evidente (incluso a simple vista) que esta contaminación alcanza hasta la cota de los glaciares. ¿Cuánto del retroceso de los glaciares en la cordillera del centro de Chile es debida no a causas naturales sino a contaminaciones y cambios climáticos inducidos por la sola presencia y actividades del hombre? No existe aún una respuesta, pero si sabemos que ello afecta de diversas maneras, y siempre de manera negativa para los glaciares, el balance de masas de los glaciares, incluyendo en este concepto el balance de hielo, el balance calórico y el balance hídrico.

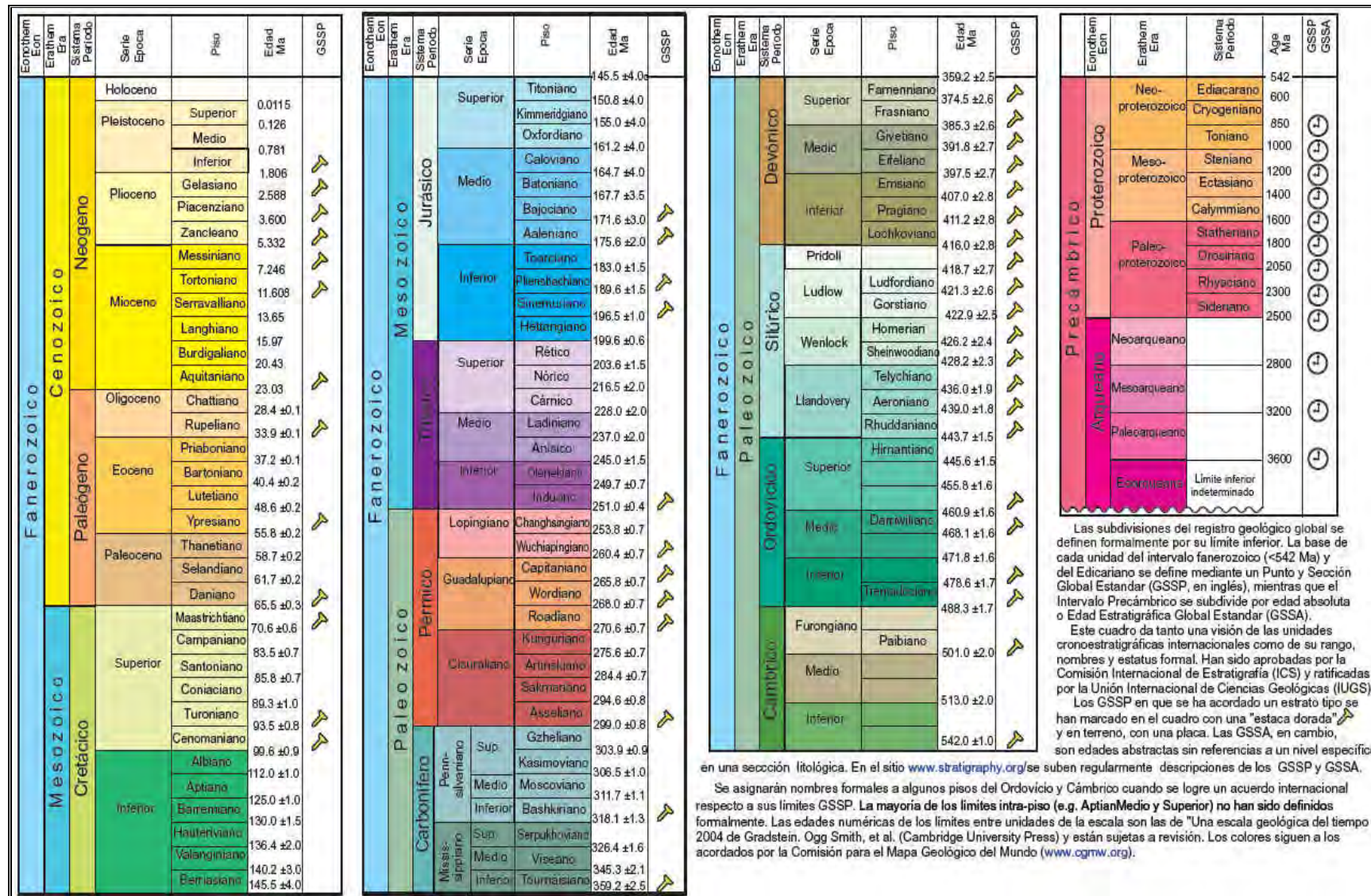


Fig. 8.1-A. Escala del tiempo geológico. Formación de la Tierra aprox. 4,5 mil millones de años atrás.

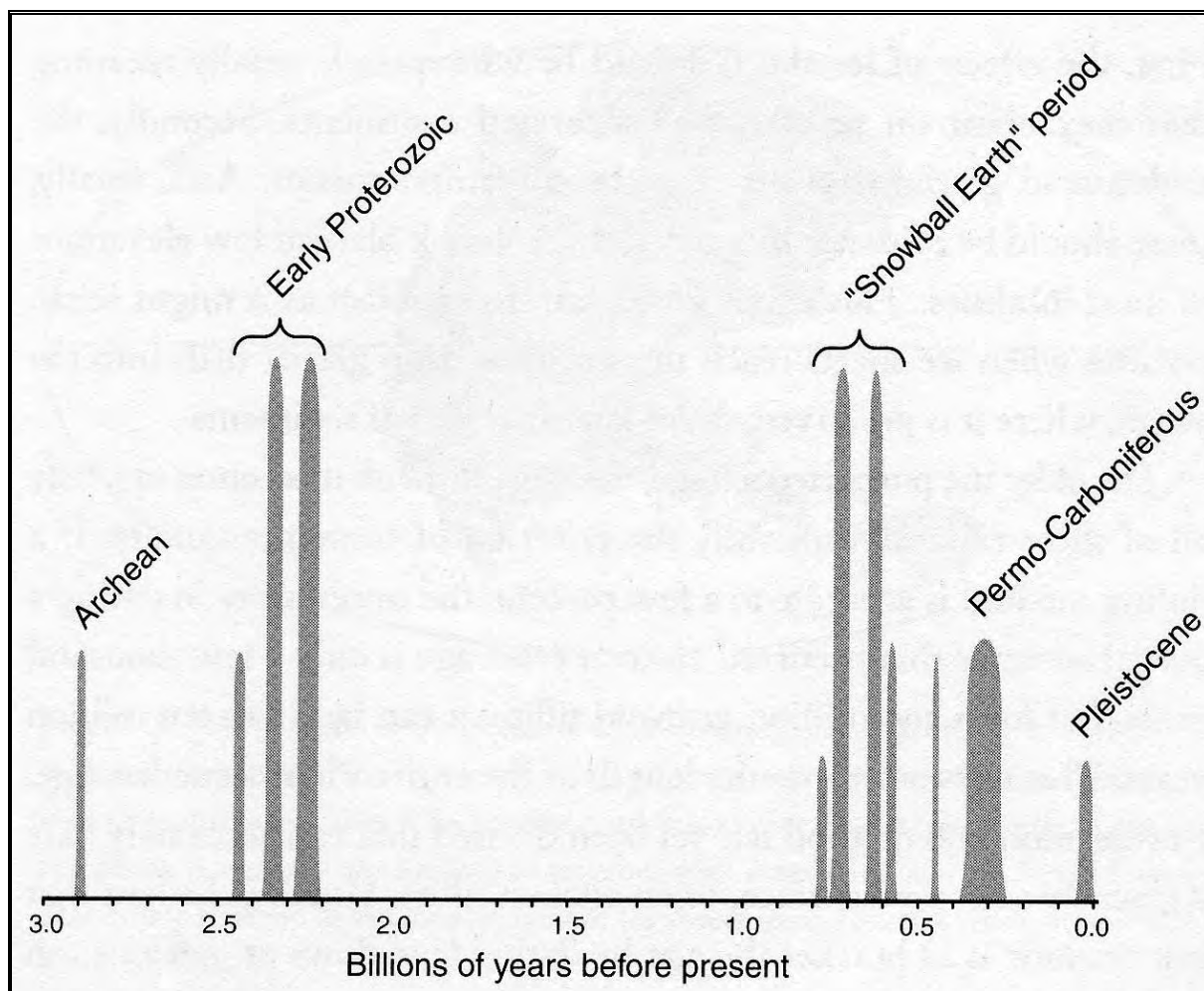


Fig. 8.1-B. Ocurrancia de las principales edades frías en el pasado de la Tierra, identificadas según depósitos glaciales (tilitas, varves, bloques erráticos) y estrías glaciales en el basamento rocoso. La altura de las barras indica, la intensidad de los períodos glaciales, aunque son más bien especulaciones para las glaciaciones entre 2,2 y 2,4 mil millones de años atrás. En el Pleistoceno ocurrieron cuatro edades de hielo. Durante la glaciación “Bola de Nieve” (Snowball), los océanos se congelaron casi íntegramente durante 700 millones de años. Un billón de años = mil millones.

8.2 LAS GLACIACIONES EN EL REGISTRO GEOLOGICO.

8.2.1 Las glaciaciones del Precámbrico.

La glaciación más antigua conocida ocurrió temprano en el Proterozoico (en el Paleoproterozoico), aproximadamente 2.500 a 2.000 millones de años atrás (ver Fig. 8.1-B). La evidencia de esta glaciación se encuentran en la Formación Gowganda, ubicada al Norte del lago Hurón. Es una formación rocosa de 12.000 m de espesor, constituida por tilitas, que son depósitos glaciales litificados, pobremente clasificados, acumulados en un ambiente acuoso. Se trata



principalmente de varves, con clastos que exhiben estrías glaciales y caras pulidas. Así, la Formación Gowganda representa la primera glaciación, denominada Glaciación Huroniana.

La segunda glaciación del Precámbrico ocurrió en el Neoproterozoico, unos 800 a 570 millones de años atrás. Las evidencias de esta glaciación son también tilitas, que se encuentran en virtualmente todos los continentes excepto en el Antártica.

La probable causal de la primera glaciación es un efecto gatillado por la aparición en la Tierra de plantas con clorofila, las algas azul-verdoso, que se conocen en el registro de fósiles como estromatolitos. Estas algas pudieron realizar fotosíntesis, la cual produce oxígeno libre a partir del dióxido de carbono (CO_2). Este oxígeno libre estuvo entonces disponible para formar ozono (O_3). Eventualmente, un delgado estrato de ozono se formó en la atmósfera, reflejando parte de la radiación solar y enfriando el clima de la tierra. Este enfriamiento fue lo suficiente como para permitir la formación de grandes sábanas de hielo.

8.2.2 Glaciaciones del Paleozoico.

Tres glaciaciones separadas parecen haber ocurrido en la era Paleozoica (ver Fig. 8.1-B). La primera tuvo lugar en el Ordovícico, aproximadamente 500 millones de años atrás. En ese entonces el continente Africano se encontraba aproximadamente en la posición del polo Sur y estuvo parcialmente cubierto por una sábana de hielo mayor que la que actualmente cubre el continente Antártico. Las evidencias de la presencia de esta sábana de hielo en el continente africano son tilitas (incluso en el actual Sahara), las que también se encuentran en este período de la historia de la Tierra en América del Sur y del Norte y en Escocia. Esto revela la presencia simultánea de sábanas de hielo en las regiones polares y sub-polares de los hemisferios Sur y Norte.

Existe evidencia, aunque escasa, en América del Sur y en el Sur de África, de una glaciación en el Devónico. Sin embargo, es poca la documentación existente al respecto.

La última glaciación del Paleozoico documentada con certeza ocurrió desde el Carbonífero al Pérmico (aproximadamente 350 a 280 millones de años atrás.), sobre un super-continente denominado Gondwana y que agrupó a Sudamérica, África, Australia, Antártica e India, formando parte de una única masa terrestre continental denominada Pangea. Esta sábana de hielo estuvo centrada en la Antártica y el Sur de África, con una extensión tal que pudo ser el doble de la actual sábana de hielo sobre la Antártica. La sábana de hielo se extendió, con un flujo radial, sobre las partes australes de América del Sur, Australia e India. La mejor evidencia de esta glaciación se encuentra en los estratos rocosos de la Serie Dwyka en África, una serie constituida por tilitas que, en conjunto, poseen 600 m de espesor. Bajo estas tilitas, las rocas presentan superficies pulidas y surcos y estrías glaciales que indican las direcciones de los paleo flujos del hielo. La Serie Dwyka también es evidencia que la ruptura de Pangea en los diversos continentes ocurrió tras la presencia de la sábana de hielo en Gondwana, pues no existe evidencia de otra sábana de hielo simultánea en el hemisferio Norte (existió mar, no un ambiente terrestre continental).



8.2.3 Las glaciaciones del Cuaternario.

Si bien la variación de la temperatura con un enfriamiento de los océanos se inició cerca de 55 millones de años atrás (ver Fig. 8.2.3-A), el enfriamiento que llevó a las glaciaciones del Cuaternario comenzó cerca de 2,5 millones de años atrás siendo más evidente en las regiones polares. Pero, la formación en cuatro oportunidades durante el Cuaternario de las grandes sábanas de hielo (Fig. 8.2.3-B) se produjo en poco más del último millón de años, y son las glaciaciones denominadas inicialmente en Europa como: Wurm, Riss, Mindel y Gunz (ver Fig. 8.2.3-C). En Estados Unidos de Norte América estas cuatro glaciaciones se denominan, de la más reciente a la más antigua:

- ❖ Interglacial presente (la situación actual)
- ❖ Glaciación Wisconsin (se inició hace aprox. 1200.000 años y persistió hasta el Holoceno)
- ❖ Interglacial Sangamon
- ❖ Glaciación Illinoian
- ❖ Interglacial Yarmouth
- ❖ Glaciación Kansan
- ❖ Interglacial Aftonian
- ❖ Glaciación Nebraskan.

Diversos estudios muestran que el enfriamiento del clima y la aparición de glaciares comenzó aproximadamente 2,5 millones de años atrás. Desde ese entonces se sabe de la presencia de glaciares en latitudes medias, y de sus grandes variaciones. Durante los últimos 900.000 años estas variaciones se han amplificado notablemente, probablemente debido a la aparición, en esas latitudes, de grandes sábanas de hielo. Son, precisamente, estas fluctuaciones de los glaciares y el clima, algunas de ellas muy rápidas, lo que hace al Cuaternario especialmente interesante.

Las causas de estas glaciaciones no son bien conocidas. Hay diversas hipótesis, pero la que mejor explica la aparente ciclicidad de las glaciaciones es la denominada teoría astronómica de Milankovic (ver mas adelante). Los ciclos de Milankovic parecen, al menos, haber servido como gatilladores de los cuatro períodos glaciales e interglaciales de los cuales hay evidencias en el registro geológico, aún cuando los ciclos de Milankovic se extienden en el tiempo y también las variaciones de los isótopos del oxígeno (que atestiguan cambios de temperatura atmosférica).

Las dos últimas glaciaciones del Cuaternario, las glaciaciones Riss y Wurm, ocurrieron aproximadamente entre 330.000 y 140.000 años atrás la primera, y 120.000 a 20.000 años atrás la segunda (ver Fig. 8.2.3-D), separadas por un período interglacial de unos 10.000 años de duración. Evidentemente, la glaciación Riss fue de mayor duración, y más intensa, que la Wurm.

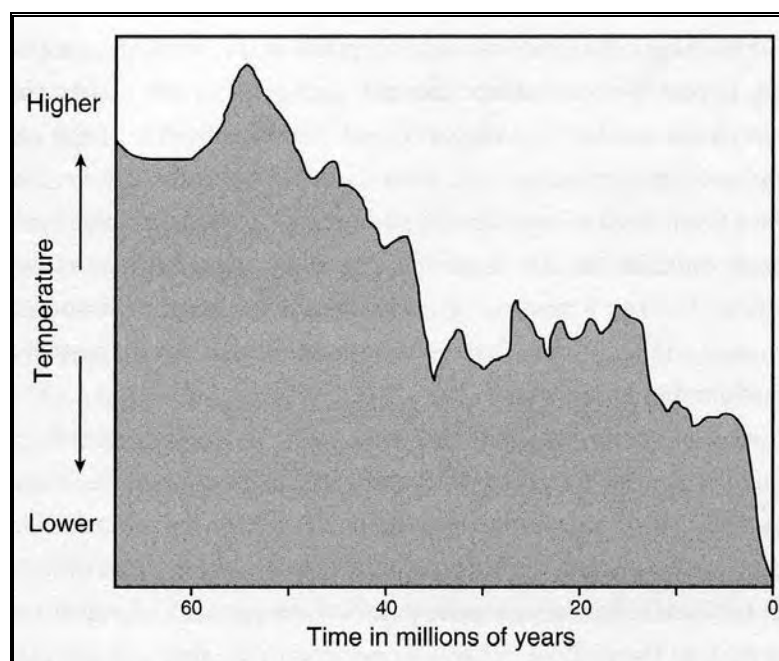


Fig. 8.2.3-A. Variación de la temperatura de las aguas oceánicas, en los últimos 60 millones de años. Gráfico basado en análisis de isótopos del oxígeno en fósiles de sedimentos marinos profundos. Ha habido un gradual descenso desde aproximadamente 55 millones de años atrás, con una especialmente brusca caída entre los 40 y 35 millones de años atrás y, nuevamente, en los últimos dos millones de años cuando comenzaron las glaciaciones en la Antártica y en el hemisferio Norte.

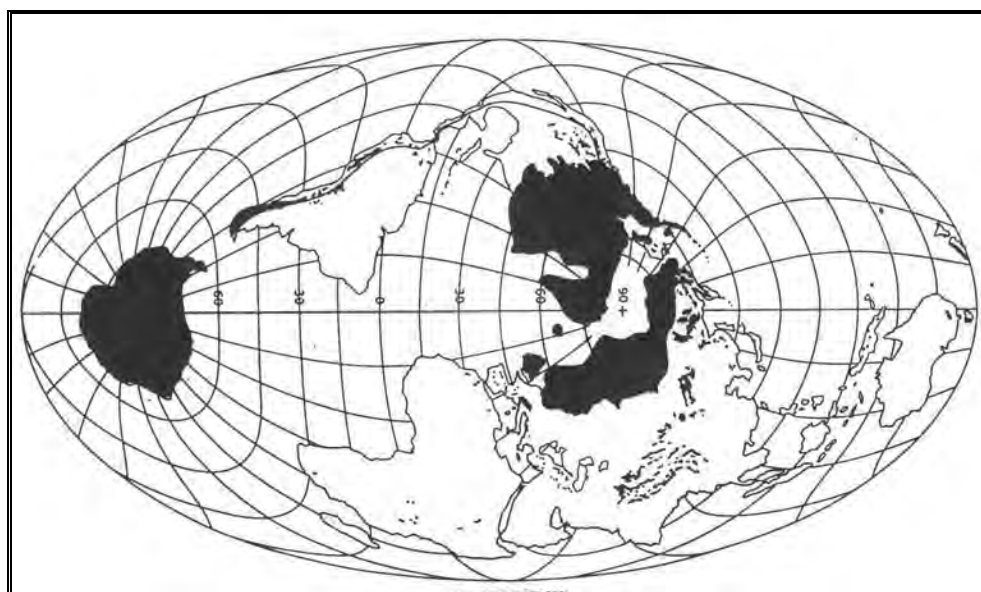


Fig. 8.2.3-B. En negro, extensión de los glaciares durante las glaciaciones del Cuaternario.

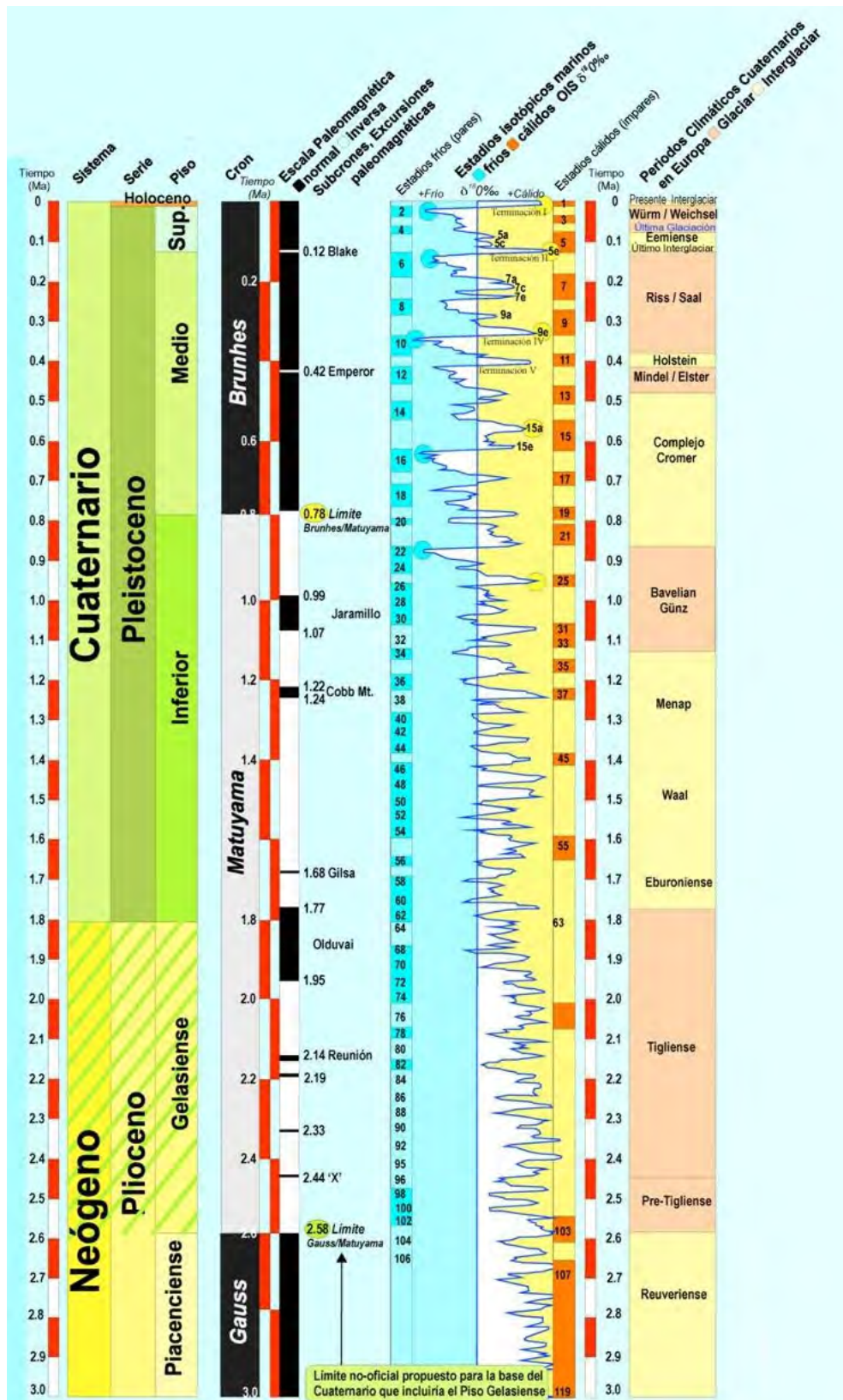


Fig. 8.2.3-C. Cambio de clima en los últimos tres millones de años de la Tierra y las cuatro glaciaciones del Cuaternario.

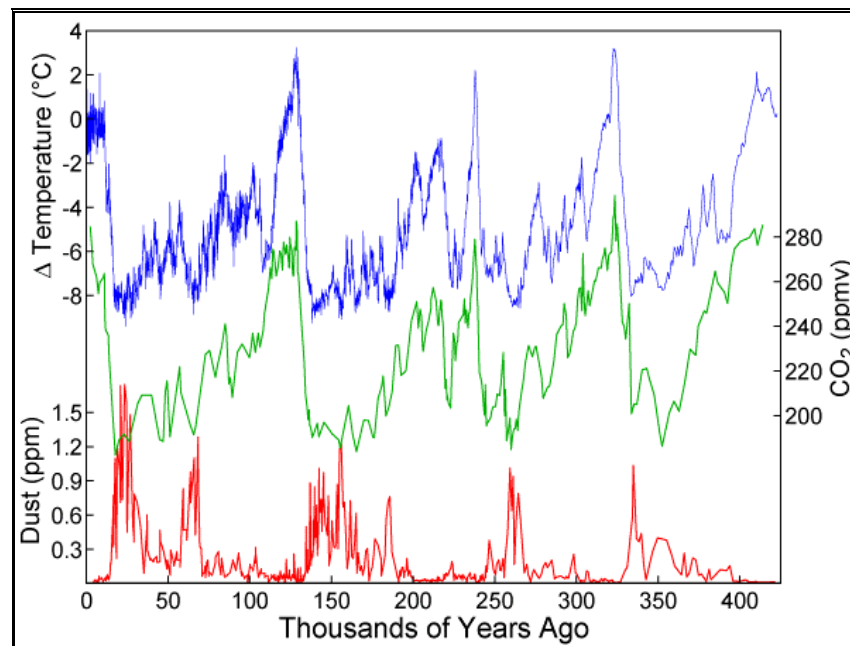


Fig. 8.2.3-D. Variaciones en los últimos 400.000 años de la temperatura, concentración de polvo y CO₂, en testigos del hielo del sondaje en la estación Vostok, Antártica.

Tras el ápice de la última glaciación, ocurrido unos 21.000 a 18.000 años atrás, se inicia el actual período interglacial de unos 20.000 años de duración, y algo más prolongado que otros interglaciares. Si bien este interglacial se caracteriza, entre otros, por un retroceso general de los glaciares, dentro de él se registran épocas más cálidas y otras más frías, como lo evidencia el polen recolectado en sedimentos y según el cual es posible identificar las zonas climáticas que se muestran de manera esquemática en la Tabla 8.2.3-A (estas zonas climáticas son algo asincrónicas en la Tierra). Más recientemente, la denominada “Pequeña Edad de Hielo” se registra entre los años 1.300 y 1.850 D.C. (ver figs. 8.2.3-E y F), con temperaturas algo inferiores a las actuales. Algunas de estas oscilaciones climáticas, como la del Dryas Joven, concluyeron en dramáticos cambios climáticos, como lo muestra la variación de temperatura en testigos de hielo de Groenlandia, con un incremento de 8° en virtualmente una década (ver Fig. 8.2.3-G) al final de esta oscilación fría.

Tabla 8.2.3-A. Zonas de polen y características del clima.

Zona de Polen		Edad A.C.	Características del clima
I a	Dryas Viejo	13.000 a 10.500	Tundra, muy frío y húmedo
I b	Bolling	10.500 a 10.000	Entibiando.
II	Allerod	9,800 a 8.800	Templado
III	Dryas Joven	8.800 a 8.300	Frío
IV	Pre Boreal	8.300 a 7.700	Templado
V y VI	Boreal	7.700 a 5.500	Cálido y seco
VII	Atlántica	5.500 a 3.000	Frío y húmedo
VIII	Sub Boreal	3.000 a 500	Templado
IX	Sub Atlantic	500 a +	Frío y húmedo

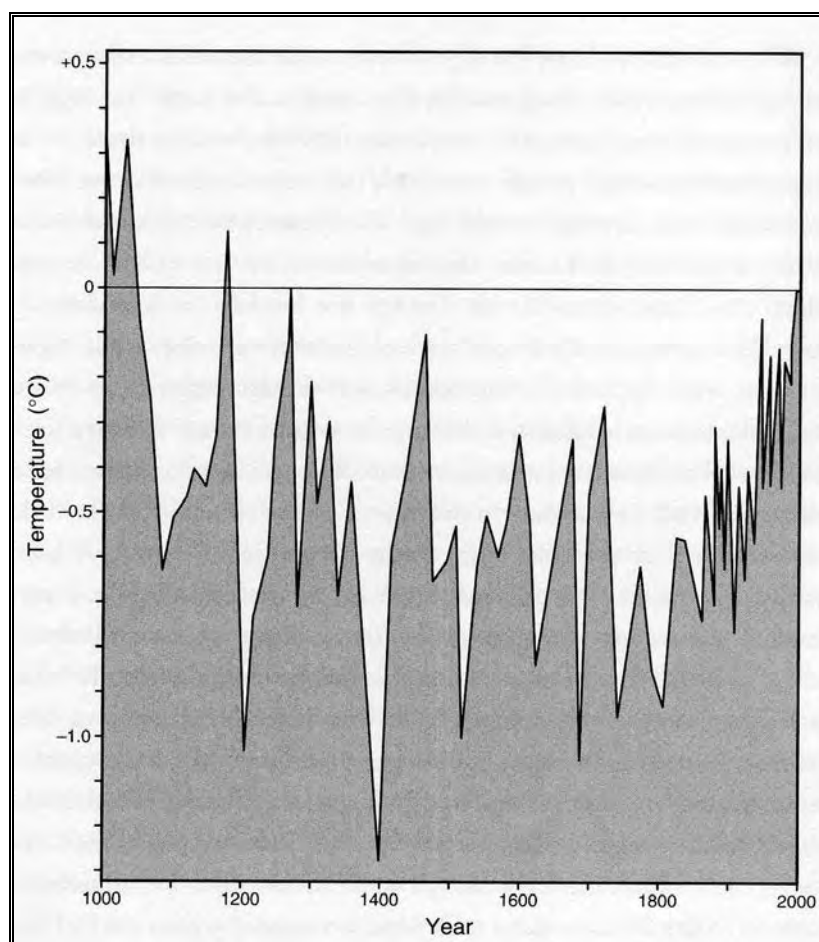


Fig. 8.2.3-E. Variación de la temperatura en el último milenio, según el registro de testigos de hielo de Groenlandia. La escala es relativa, el cero es la temperatura promedio de hoy en día. La Pequeña Edad de Hielo ocurrió desde aproximadamente entre los años 1300 a 1850, y su período más frío fue cerca de su final.

A partir de 1.860 D.C., virtualmente con la “era industrial”, se inicia un incremento de las temperaturas ambiente, con una aceleración de este incremento a partir de la conclusión de la Segunda Guerra Mundial (Ver Fig. 8.2.3-H).

Todos estos cambios ocurrieron, esencialmente, por causas naturales hasta la revolución industrial del siglo XIX. Según algunos, el fuerte incremento de la temperatura desde mediados del siglo XIX se debe a que se agregan efectos de la actividad humana (principalmente el rápido aumento de los gases “invernadero”). Sin embargo, este efecto no está totalmente, o adecuadamente, cuantificado y caracterizado como un efecto antrópico, puesto que lo mismo ha ocurrido en la Tierra en diversos episodios durante el último medio millón de años (ver Fig. 8.2.3-I).

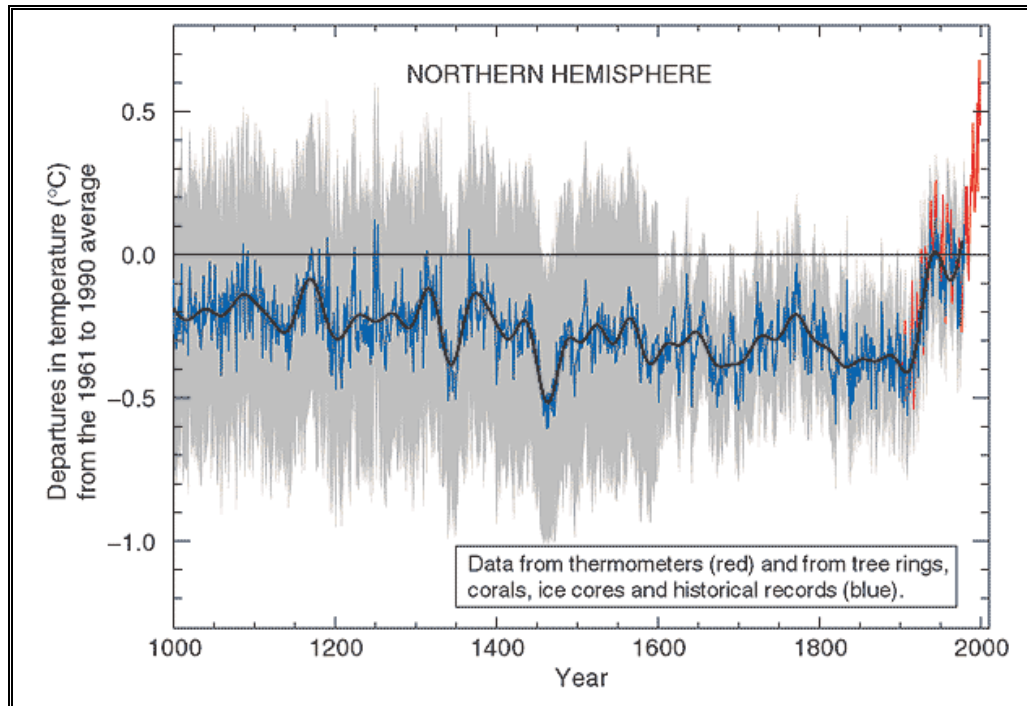


Fig. 8.2.3-F. Variación promedio anual de las temperaturas en el hemisferio Norte en el último milenio. Según datos de lectura de termómetros, testigos de hielo, anillos de árboles, corales y registros históricos.

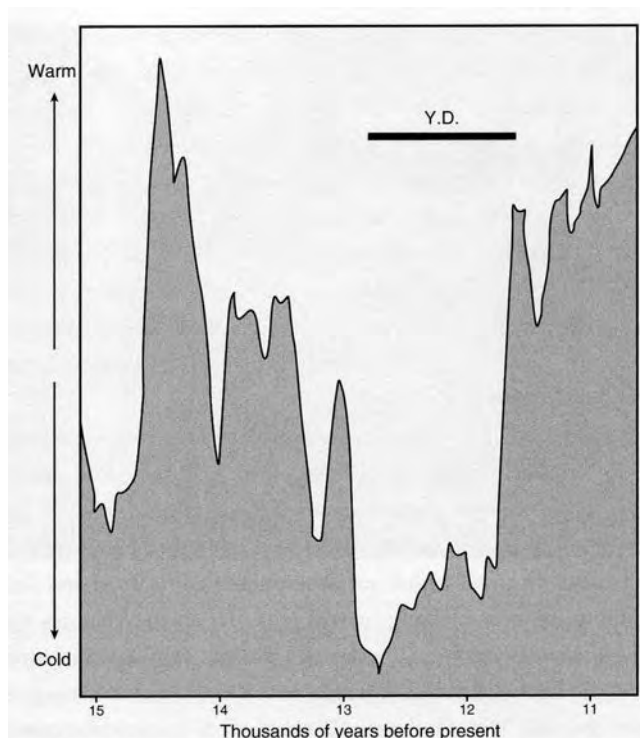


Fig. 8.2.3-G Temperaturas al interior de Groenlandia entre los 15.000 y 10.600 años atrás, establecidas en testigos de hielo recuperados con sondajes. Temperatura deducida de isótopos de oxígeno de los testigos de hielo. La temperatura cayó bruscamente 12.800 años atrás al inicio del intervalo Dryas Joven (Younger Dryas, Y.D.), y se mantuvo frío (“cold”) durante 1200 años. Al final de este intervalo la temperatura subió aproximadamente 8°C en una década o menos. La escala vertical en esta figura está exagerada (de Grootes y Stuiver, 1997).

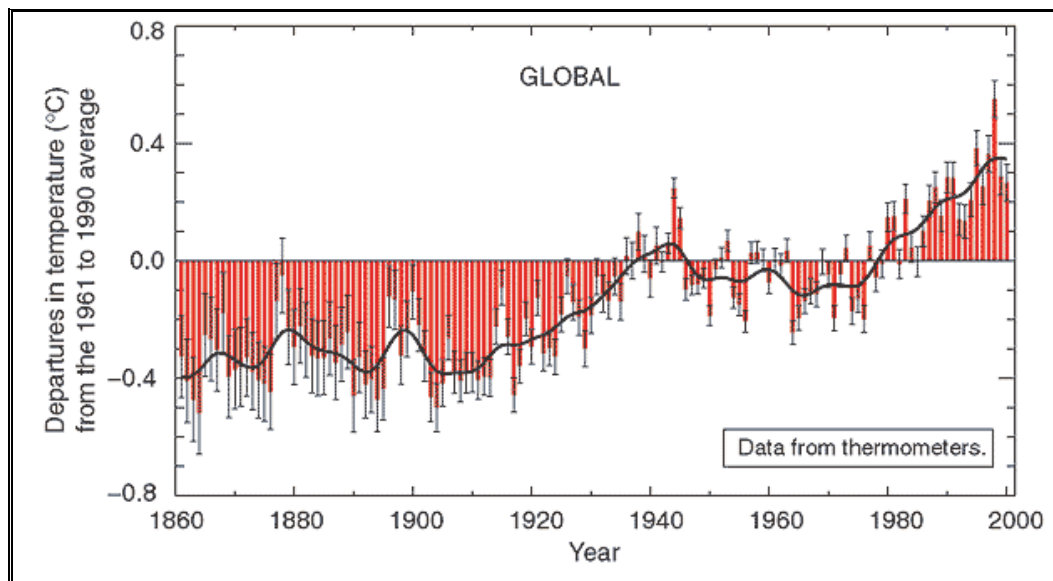


Fig. 8.2.3-H. Variación de la temperatura en el mundo desde el año 1860, a partir de datos de termómetros.

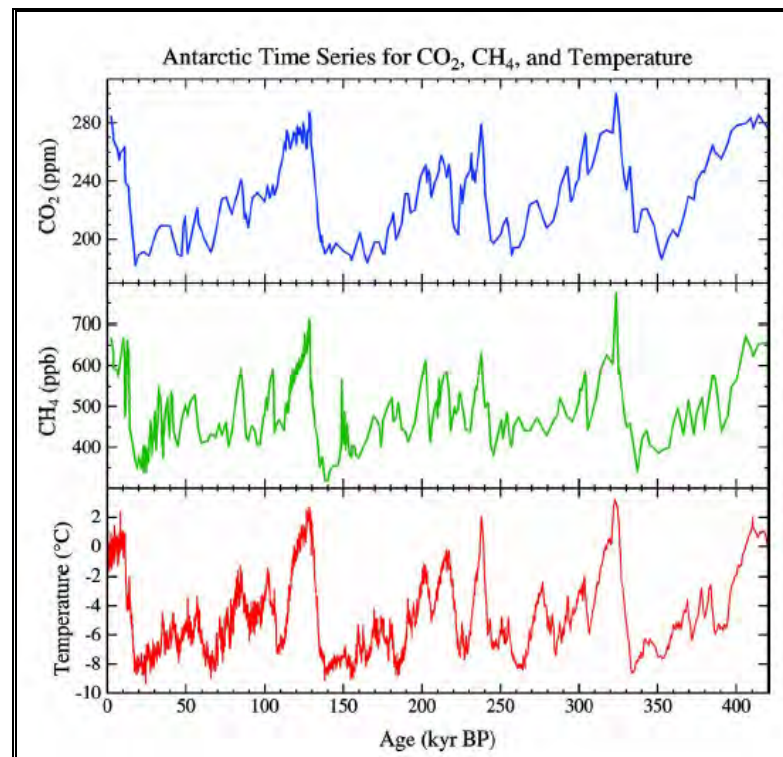


Fig. 8.2.3-I. Variación de la temperatura y de los “gases invernadero” (CO₂ y metano), en testigos de hielo recuperados desde sondajes en la Antártica.

8.3 CAUSAS DE LAS GLACIACIONES.

Diversos autores han aportado muy variadas teorías para explicar las causas que dieron origen a las glaciaciones. Un resumen de aquellas más relevantes se listan a continuación:

A. DISTRIBUCIÓN DE LA ENERGÍA SOLAR (CAUSAS ASTRONÓMICAS).

Diversas teoría respecto a la relación astronómica entre el sol y la tierra, y la consecuente variación de la energía solar en la superficie de la Tierra, fueron agrupadas, y sus efectos recalculados, por el físico Croata Milankovic en lo que actualmente se conoce como Teoría Astronómica (ver Fig. 8.3-A) o Teoría de Milankovic.

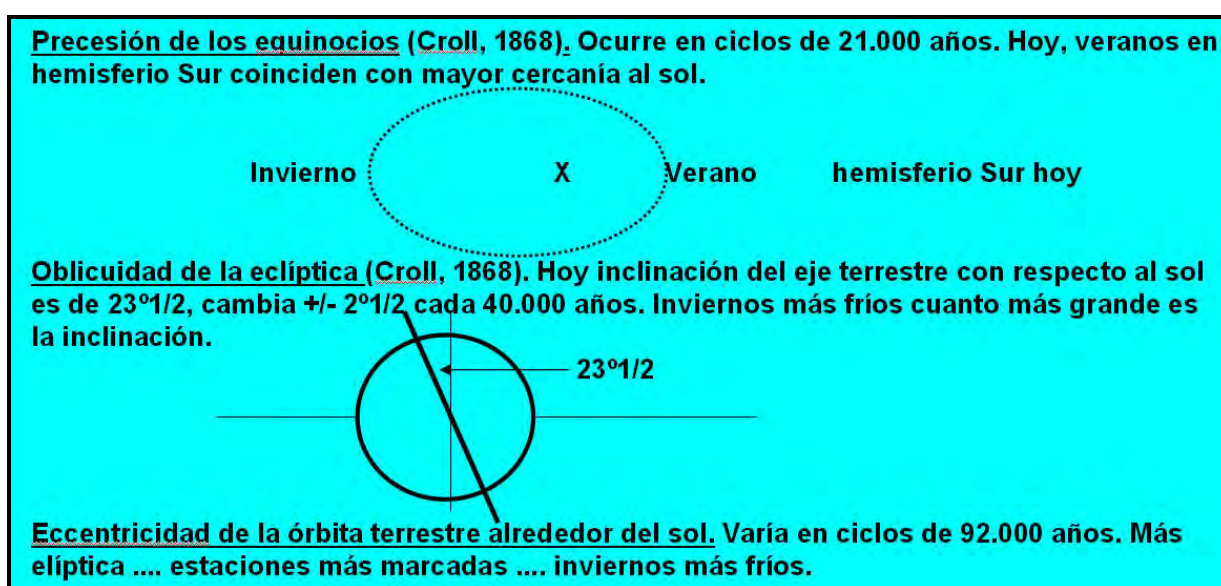


Fig. 8.3-A. Teoría de Milankovic, o astronómica, de causas que originan los cambios climáticos. Milankovic (1930) combinó efectos como la precesión, la oblicuidad y la excentricidad de la órbita terrestre alrededor del sol para calcular la variación de la energía solar recibida en la superficie de la Tierra, produciendo 600.000 años de época glacial, con 5 o 6 periodos de mínimos de calor (máxima extensión de glaciares).

B. VARIACION DE LA ENERGÍA SOLAR.

B.1. EMISIÓN VARIABLE DESDE EL SOL.

- 1) Enfriamiento del sol (enunciada circa 1790). Es gradual en 5 billones de años, desde la creación “instantánea”.
- 2) Enfriamiento de la Tierra (enunciada circa 1800). El calor heredado del sol se disipa lentamente. Condiciones glaciales aparecen tras 3 billones de años.
- 3) Fluctuación de la constante solar (Abbott, 1920). La constante, $1,94 \text{ cal/min/cm}^2$, cambia entre 0,5% y 3%, lo cual produce 2°C a 4°C de cambios de temperatura en la Tierra.



- 4) Variaciones cíclicas de las manchas solares (Willett, 1950), en ciclos de 11, 43 y 263 años. Se correlacionan en fase con fluctuaciones climáticas cada 124.399 años.

B.2. BLOQUEO DE LA ENERGIA SOLAR QUE LLEGA A LA TIERRA, POR MATERIA EN EL ESPACIO.

- 1) Nubes opacas (“hoyos”) en la galaxia son cortinas de polvo cósmico (Menzel, 1945).
- 2) Dióxido de carbono (Chamberlin, 1890). Permite el paso de la radiación solar, pero atrapa la radiación infrarrojo emitida por la Tierra. Varía hasta 20 veces en lugares y tiempo. Es más frío cuanto menor es la cantidad de CO₂. Recientemente se agregó el Metano CH₄.
- 3) Vapor de agua. Abundante y variable (0,2 a 2 %). Atrapa el calor en los largos de onda del rojo e infrarrojo, emitidos por la Tierra. Menos frío cuanto más abundante.
- 4) Polvo volcánico (Humphreys, 1925). Erupciones originan nubes de polvo en la estratosfera, que circundan la Tierra por dos o más años, y que absorben principalmente el ultravioleta solar. Más frío, hasta 5°C, cuanto más polvo.
- 5) Tormentas (Huntington, 1910). Más calor intensifica el cinturón de tormentas, lo cual produce 10% más de nubes, lo cual reduce en 6°C la temperatura.
- 6) Nubosidad (Simpson, 1925). Más calor produce mayor circulación y evaporación, lo cual origina más nubosidad. Frío y húmedo inicial, luego cálido y húmedo.
- 7) Ozono. Absorbe principalmente la energía de la radiación en onda corta (solar).

C. EFECTOS TOPOGRÁFICOS DE EVENTOS DIASTRÓFICOS.

C.1. CONFIGURACIÓN DE TIERRAS Y MARES.

- 1) Deriva continental (Wegener, 1900). Gondwana fue un gran super-continente en la historia de la Tierra, con una gran glaciación antigua, en un centro polar. Vale decir, los glaciares se forman cuando las áreas polares son tierra (desconocía que el polo Norte es mar helado).
- 2) Continentalidad (Brooks, 1930). Mares extensos significa veranos más fríos.
- 3) Deriva oceánica (Ewing y Donn, 1954). Mar polar abierto produce más humedad y nieve sobre el continente, por lo cual el nivel del mar baja y la circulación oceánica se interrumpe (entre Noruega y Groenlandia), lo cual permite la formación de hielo en el polo Norte. Luego, las sábanas o capa de hielo se aíslan del mar, los glaciares no se nutren de humedad, y se produce un retroceso glaciar.
- 4) Circulación oceánica profunda (Salisbury, 1890). Evaporación ecuatorial crea corrientes cálidas densas descendentes, las que circulan al Norte, lo cual origina polos más cálidos y ecuador más frío. Opuesto hoy en día.
- 5) Deriva de la corteza terrestre (Hapgood). Tierras y montañas en una posición polar causa glaciaciones. El desbalance excéntrico del casquete fuerza la corteza a nueva posición e inicia el proceso de desglaciación.
- 6) Extensión de la plataforma de hielo de la Antártica. Si son chicas, permiten que la humedad y la nieve alcancen al interior continental, con lo cual crecen. Si son grandes, el interior continental es más seco y los glaciares retroceden.



C.2. ELEVACIÓN DE MONTAÑAS.

- 1) Episodios aperiódicos de formación de montañas. Aumenta la precipitación orográfica, se inician glaciares de montaña, y el mayor frío provoca una glaciación.
- 2) Elevaciones continentales cíclicas (Landes, 1950). En una tierra en contracción los océanos son más profundos y los continentes más elevados, lo cual causa las glaciaciones. El colapso de continentes produce reducción de cotas y conduce a la deglaciación.

Actualmente se acepta a la Teoría de Milankovic como el motor principal de las glaciaciones, influyendo en el origen de otros procesos importantes como la mayor, o menor, presencia de CO₂, metano y vapor de agua en la atmósfera y en la circulación oceánica profunda. También se acepta como importante para el inicio de una glaciación la presencia de una masa continental, y montañas, en una posición polar.

8.4 VARIACIONES DE LOS GLACIARES EN CHILE.

Hoy en día, y salvo excepciones más bien raras atribuidas a condiciones climáticas particulares, la gran mayoría de los glaciares blancos en el mundo se encuentran en retroceso desde el máximo de la última glaciación y, desde luego, en tiempos históricos. Esta es también la situación de la mayoría de los glaciares blancos en Chile, aunque existen notables excepciones, como la del gran glaciar Pío XI que descarga parte del Campo de Hielo Patagónico Sur y que avanzó en los años 1926-1927, luego retrocedió, para volver a avanzar fuertemente en la década de los años 1960 y su frente aún se encuentra en la posición avanzada. Asimismo, en Patagonia avanzaron los glaciares Trinidad (en el Fiordo Exmouth y vecino al glaciar Pío XI) y el Perito Moreno en la vertiente Argentina de la cordillera. También avanzaron los glaciares Sureste del Nevado Plomo en 1930, el glaciar Nieves Negras en la falda Suroeste del volcán San José en 1927 avanzó 4 a 5 km, el glaciar del Río Museo que baja del cerro Trono avanzó 4 km en 1935, y el glaciar Juncal Sur que en 1947 avanzó 3 km vertiendo por sobre el Gran Salto del Olivares, todos ellos en la cordillera del centro de Chile y que han retrocedido en décadas recientes. Desde luego, también son varios los glaciares que exhiben frentes estacionarios, como el gran glaciar Universidad (valles Azufre y San José, al interior de San Fernando).

En general, es muy difícil atribuir a alguna particular variación climática el retroceso general de los glaciares blancos en la cordillera chilena, en especial porque es muy escasa la información existente respecto a los balances de masa de los glaciares. También, y a modo de ejemplo, aún nadie ha determinado el efecto sobre los glaciares blancos de la cordillera del centro de Chile que produce el “smog” originado en la mega urbe de Santiago (y otras) y del humo de las quemadas e incendios forestales, aunque es evidente (incluso a simple vista) que esta contaminación alcanza hasta la cota de los glaciares. ¿Cuánto del retroceso de los glaciares en la cordillera del centro de Chile es debida no a causas naturales sino a contaminaciones y cambios climáticos inducidos por la sola presencia y actividades del hombre? No existe aún una respuesta, pero si sabemos que ello afecta de diversas maneras, y siempre de manera negativa para los glaciares, el balance de masas de los glaciares, incluyendo en este concepto el balance de hielo, el balance calórico y el balance hídrico.



El gran retroceso y reducción de volumen experimentado, y evidenciado en años recientes, por los grandes glaciares de la parte Norte del Campo de Hielo Patagónico Sur se debe mayormente no a cambios climáticos sino a la actividad del volcán Lautaro (ubicado al interior del CHPS) que cubre con sus cenizas esos glaciares y acelera enormemente la tasa de fusión. Como la ceniza volcánica blanca no ha sido debidamente distinguida en las imágenes satelitales con respecto a la cubierta de nieve, ha llevado a confusión a los científicos; esto fue discutido y adecuadamente advertido en una convención de glaciólogos.

Por otra parte, virtualmente todos los glaciares de roca en Chile muestran frentes estacionarios en época histórica, pero se conoce uno en la cordillera del centro de Chile que avanzó en años recientes. Esta situación estacionaria es posible discernirla para, la época histórica, por las posiciones de sus frentes que se observan en las fotografías aéreas, disponibles a partir de la década de los años 1950.



9 EL INVENTARIO DE GLACIARES.

9.1 RECOMENDACIÓN DE NORMA.

9.1.1 Norma preferida.

Para la ejecución de catastros de glaciares existen actualmente dos procedimientos:

- a) Las recomendaciones de UNESCO para el inventario de glaciares, originadas en la Comisión Internacional de Nieve y Hielo de la Asociación Internacional de Hidrología Científica y utilizadas en el WGI (World Glacier Inventory),
- b) Las recomendaciones GLIMS, es una iniciativa de glaciólogos de varios países buscando el empleo de imágenes satelitales para la confección de inventarios de glaciares.

Las recomendaciones UNESCO y del WGI tienen como objetivo la ejecución de inventarios de glaciares que se basan en antecedentes de terreno, fotografías aéreas y mapas. Las recomendaciones de la iniciativa GLIMS se han ideado para realizar inventarios de glaciares en base a imágenes satelitales; estas recomendaciones se basan en la norma de UNESCO y solo difieren de ella en cuanto exigen la recopilación de menos antecedentes que aquellos solicitados por las recomendaciones UNESCO. Este menor número de antecedentes se refiere a parámetros de las recomendaciones UNESCO que pueden ser difíciles de obtener solo de imágenes satelitales. Por lo mismo, los inventarios con las recomendaciones GLIMS son menos completos que aquellos realizados con las recomendaciones UNESCO.

El World Glacier Monitoring Service (WGMS) que analiza, esencialmente, la fluctuación de glaciares (Fluctuation of Glaciers, FoG) también emplea esencialmente las recomendaciones UNESCO para su catastro de glaciares, además de la mayoría de países en los que se ha realizado el catastro. Por lo demás, estas son las normas con que se han realizado la mayoría de los catastros de los glaciares en las cuencas hidrológicas de Chile.

Por lo anterior, nuestra sugerencia es que para el catastro de glaciares en Chile se continúe empleando la norma de las recomendaciones UNESCO. En particular porque en Chile se cuenta con una adecuada cobertura de fotografías aéreas y de mapas topográficos. Solo en regiones donde la obtención de adecuadas fotografías aéreas (de escala apropiada y obtenidas hacia finales de la temporada de verano, con el manto nival en su mínima extensión) se dificulta debido a especiales condiciones climáticas, es aceptable realizar el catastro de glaciares con imágenes satelitales y empleando las recomendaciones de GLIMS.

La cartografía básica existente en el país, y que lo cubre casi íntegramente, es de escala 1:50.000. Si bien lo ideal sería utilizar cartografía de escala 1:10.000, esta no existe (excepto en contados sitios y para proyectos específicos); por ello, recomendamos basar la cartografía en las hojas 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar y utilizar algunos de los juegos (el más reciente) de fotografías aéreas del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile, las que deben manejarse como pares estereográficos, georeferenciándolas y ortorectificándolas. En algunos sectores específicos del territorio nacional existen coberturas de imágenes satelitales disponibles comercialmente; es conveniente revisarlas pues, cuando son de muy buena resolución permiten mejorar



la información de fotografías aéreas. Para el dibujo y manejo de planos, y para la georeferenciación y ortorectificación de fotografías aéreas, deben emplearse los software de dibujo y manejo de imágenes computarizados (como Auto CAD y ERMAPPER), virtualmente los estándares del mercado en estas materias.

Como resultado de un estudio de catastro de glaciares la DGA debe obtener:

- a) El catastro de glaciares del área analizada, según las normas de UNESCO, en formato digital.
- b) Las imágenes (fotos aéreas y satelitales) empleadas, en formato digital (.tif o .jpg) y copias impresas. Tanto en bruto (en papel y digital) como corregidas con ortorectificación y georeferenciación (en formato digital).
- c) La cartografía 1:50.000 (o mejor si existe), en papel y en formato digital.
- d) El (los) planos que conforman el catastro de glaciares, y que consisten en la cartografía digital mas los deslindes de glaciares y otros antecedentes de la norma UNESCO. Estos planos tanto en formato en papel como digital.
- e) Una descripción del trabajo realizado, materiales y equipos utilizados, metodología empleada, limitaciones, resumen de resultados, personal que participó en la confección del catastro, software empleado.

9.1.2 Referencias para las recomendaciones de norma para inventario de glaciares.

9.1.2.1. Referencias para las normas UNESCO.

Una breve lista de las referencias claves para la ejecución de inventarios de glaciares según las recomendaciones de UNESCO sigue a continuación:

- Müller, F., Caflisch, T. and Müller, G. (Eds.). 1977. Instructions for the compilation and assemblage of data for a world glacier inventory. IAHS(ICSU)/UNESCO report, Temporal Technical Secretariat for the World Glacier Inventory (TTS/WGI), ETH Zurich, Switzerland.
- Müller, F. (Ed.). 1978. Instructions for the compilation and assemblage of data for a world glacier inventory; Supplement: Identification/glacier number IAHS(ICSU)/UNEP/UNESCO report, Temporal Technical Secretariat for the World Glacier Inventory (TTS/WGI), ETH Zurich, Switzerland.
- Scherler, K. (Ed.). 1983. Guidelines for preliminary glacier inventories. IAHS(ICSU)/ UNEP/UNESCO report, Temporal Technical Secretariat for the World Glacier Inventory (TTS/WGI), ETH Zurich, Switzerland.
- UNESCO (1970): Perennial ice and snow masses – a guide for compilation and assemblage of data for the World Glacier Inventory. Technical Papers in Hydrology No. 1



- UNESCO 1970/73. Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins. Part I: A guide for compilation and assemblage of data for glacier mass balance measurements. Part II: Specifications, standards and data exchange. UNESCO/ IAHS Technical Papers in Hydrology 5.

9.1.2.2. Referencias para las normas GLIMS.

Una referencia muy completa para la ejecución de inventarios de glaciares con las normas GLIMS es:

Rau, F., Maíz, F., Vogt, S., Singh Calza, S.J., Raup, B. (2005): Illustrated GLIMS glacier classification Manual. Glacier classification guidance for the GLIMS glacier inventory. (Version 1.0). GLIMS Regional Center “Antarctic Peninsula”.

Existen numerosas otras publicaciones y recomendaciones relativas a las normas GLIMS y sus empleos, muchas de las cuales pueden obtenerse libremente a través de Internet buscando, simplemente, archivos GLIMS. Algunas de estas son:

About GLIMS (en Internet)

A. Kääb, C. Huggel, F. Paul, R. Wessels, B. Raup, H. Kieffer and J. Kargel (2008): Glacier Monitoring from ASTER Imagery: Accuracy and Applications.

Paul F., A. Kääb, M. Maisch, T. Kellenberger and W. Haeberli (2002): The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods. Annals of Glaciology. 34. 355-361.

9.2 EJECUCIÓN DE UN CATASTRO DE GLACIARES.

9.2.1 El formato de los datos.

El formato de los datos debe ser en columnas en una hoja de computación tipo EXCEL o SCALC, este último un formato libre y compatible con EXCEL (formato comercial, de Microsoft). Esto permite que los datos también se almacenen, o transmitan, en formato ASCII, con un registro de cada glaciar por línea y con campos separados por comas. Un ejemplo de registro de dos glaciares, y las columnas respectivas, se muestra en la Fig. 9.2.1-A.

Por acuerdo internacional, todo lo referente al inventario de glaciares se expresa en idioma inglés.



A		B		C		D		E		F		G		H		I	
CHILE GLACIER INVENTORY.						HIGH RIO NNNNNNNN SUB-BASIN, A TRIBUTARY OF NNNNNNNNNN RIVER.											
Glacier number		Glacier name		Latitude		Longitude		Coord. Latitude UTM-WGS84		Coord. Longitude UTM-WGS84		Number of basins		Topographic year		Topographic scale	
				(°)		(°)		(m)		(m)						(x 000)	
CL1M054rb006		XXXXXXXXXX		-33,11339		-70,20693		6335494		387394		1		2006		2	
CL1M054rb005		YYYYYYYYYY		-33,10784		-70,21180		6336105		386933		1		2006		2	
J		K		L		M		N		O		P		Q		R	
S		T		U													
Photo year		Total area (km2)		Area accuracy		Area in state (km2)		Area exposed (km2)		Mean width (km)		Mean length (km)		Maximum length (km)		Max length exposed (km)	
2006		0,274		1		0,274		0,274		0,212		1,016		1,291		1,291	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,754	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219		0,754		0,754		0,555	
2006		0,165		1		0,165		0,165		0,219							

Fig. 9.2.1-A. Formato de catastro de glaciares con ejemplo de registro de dos glaciares. Las columnas corresponden a una hoja de cálculo computacional tipo EXCEL o SCALC.

9.2.2 Descripción de los campos, o columnas, que componen el catastro de glaciares.

El inventario de glaciares en su formato internacional, el del WGI, contiene los campos de las columnas A a AH de la Fig. 9.2.1-A, aunque no todos los glaciares poseen necesariamente información en todos los campos. En Agosto de 2007 se agrego un nuevo campo, el de la columna AI, para incluir la especial clasificación morfológica de glaciares empleada por Chernova en la antigua Unión Soviética.

Nosotros proponemos agregar tres campos, de empleo al menos en el país, los de las columnas AJ a AL de la Fig. 9.2.1-A. Estos campos se utilizan para describir, respectivamente: observaciones, la temperatura del núcleo de hielo del glaciar, y la clasificación del detrito en la superficie del glaciar.



9.2.2.1. Número del glaciar.

Glacier number en inglés. El número del glaciar es un código de 12 caracteres, que se forma combinando los siguientes elementos:

- ❖ 2 caracteres que indican el país (o unidad política), empleando el estándar ISO. Según el ISO 3166, el código de país que corresponde a Chile es CL; anteriormente el WGI empleaba RC.
- ❖ 1 carácter que señala el continente.
- ❖ 4 caracteres que señalan la cuenca.
- ❖ 2 caracteres libres.
- ❖ 3 caracteres para la numeración local del glaciar.

Los continentes se numeran con el siguiente caracter:

1. América del Sur
2. América del Norte
3. África
4. Europa
5. Asia
6. Nueva Zelandia
7. Pacífico
8. Antártica.

Los cuatro caracteres que señalan la cuenca se emplean como sigue:

- ❖ El primer carácter es una letra que indica las cuencas mayores en que se divide el continente. En el caso de Chile, la letra L identifica a Chile austral al Sur de la cuenca hidrográfica 103 Río Bueno (al Sur de Osorno), la letra M al centro del país, y la letra N el Norte del país al Norte de la cuenca 043 Río Elqui.
- ❖ Los tres caracteres siguientes identifican a la cuenca hidrográfica particular. En Chile esto es según la numeración de cuencas hidrográficas realizada por la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas. Por ejemplo 021 es la cuenca del Río Loa en la II Región, la cuenca 057 es la del Río Maipo en la Región Metropolitana, y la cuenca 115 es la del Río Baker en la XI Región.

Los siguientes dos caracteres para la identificación del glaciar son de libre empleo y pueden emplearse, por ejemplo, para identificar la sub-cuenca.

Los tres caracteres siguientes se emplean para la numeración del glaciar, generalmente ordenándolos en el sentido del movimiento de las manecillas de un reloj.

Solamente la numeración de glaciares en los países que conformaban la anterior Unión Soviética divergen de la norma de numeración descrita, empleando en lugar de enumeración de cuencas y subcuencas referencias al número de volumen de texto que contiene la descripción del glaciar.

**9.2.2.2. Nombre del glaciar.**

Glacier name en ingles. El nombre del glaciar debe escribirse en letras mayúsculas. No todos los glaciares poseen nombre; algunos pueden identificarse solamente como un número en una cuenca o en una región.

9.2.2.3. Latitud.

Latitude en ingles. Es la latitud en que se encuentra el glaciar, en grados y decimales de grado. La latitud Sur es negativa, por ejemplo -35.97134 en Chile. Los números enteros se separan de los decimales por punto. Es conveniente señalar un punto al medio de la Zona de Acumulación del glaciar.

9.2.2.4. Longitud.

Longitude en ingles. Es la longitud en que se encuentra el glaciar, en grados y decimales de grado. La longitud Oeste es negativa, por ejemplo -71.43656 en Chile. Los números enteros se separan de los decimales por punto. Es conveniente señalar un punto al medio de la Zona de Acumulación del glaciar.

9.2.2.5. Coordenadas de latitud.

Si bien es aceptable aquí utilizar incluso coordenadas locales, es conveniente emplear coordenadas UTM, utilizando el más común WGS-84 (World Geodetic System). Las coordenadas UTM deben expresarse en metros.

9.2.2.6. Coordenadas de longitud.

Ver comentario anterior.

9.2.2.7. Número de cuencas.

Number of basins en ingles. Es el número de cuencas hidrográficas hacia las cuales drena el glaciar. Si es una sola, colocar 1. En algunos casos es posible que una masa de hielo descargue hacia más de una cuenca o subcuenca hidrográfica. Cuando no es posible dividir la masa de hielo en glaciares menores descargando uno en cada cuenca, debe colocarse el número de cuenca a las cuales vierte el glaciar.

9.2.2.8. Año de la topografía.

Topographic year en ingles. Se refiere al año en que fue realizado el mapa (u obtenido la fotografía aérea o la imagen satelital) utilizado para establecer los parámetros del glaciar.

9.2.2.9. Escala de la topografía.

Topographic scale en ingles. Es la escala del mapa topográfico (o de la fotografía aérea o de la imagen satelital) empleada para establecer los parámetros del glaciar. Se abrevian los miles; por



ejemplo 50 indica escala 1:50.000. 2 indica escala 1:2.000. 250 indica escala 1:250.000, etc. Si el glaciar esta determinado con mapas de diferentes escalas, debe indicarse la escala del mapa que cubre la mayor parte del glaciar.

9.2.2.10. Año de la fotografía.

Photo year en ingles. Es el año en que se obtuvo la fotografía (terrestre, aérea o satelital) empleada para establecer los parámetros del glaciar, o el año de la fotografía que cubre la mayor parte del glaciar.. Puede ser igual o diferente al año de la topografía.

9.2.2.11. Área total.

Total área en ingles. Es el área total del glaciar, expresada en kilómetros cuadrados.

9.2.2.12. Exactitud del área.

Área accuracy en ingles. Es la exactitud en la determinación del área, en una base de porcentajes. Se expresa como un dígito índice con los siguientes valores (ver Tabla 9.2.2.12-A):

Tabla 9.2.2.12-A. Índices para expresar el grado de exactitud en la determinación de áreas.

Indice	Exactitud %
1	0 a 5
2	5 a 10
3	10 a 15
4	15 a 25
5	> 25

9.2.2.13. Área en el estado.

Area in state en ingles. El área total del glaciar en un estado político particular. Si el glaciar se encuentra en un solo país, esta área será igual al área total. Si el glaciar se extiende en dos o más países, aquí debe colocarse el área del glaciar que corresponde al país en el cual se realiza el inventario. El área se expresa en kilómetros cuadrados. Este casillero puede dejarse en blanco si todo el glaciar se encuentra en un solo estado .

9.2.2.14. Área expuesta.

Area exposed en ingles. Es el área de hielo libre de cubiertas detríticas u de otro material (por ejemplo sobrecarga artificial con botaderos de detritos rocosos). Se expresa en kilómetros cuadrados.

9.2.2.15. Ancho medio.

Mean width en ingles. Es el ancho medio del glaciar, expresado en kilómetros. Si el glaciar tiene un ancho uniforme en su lengua terminal, como ocurre con glaciares de valle o de desagüe, el



ancho medio debe medirse allí. En caso contrario, es preferible dejar este casillero en blanco, pues un ancho medio puede obtenerse a partir de la superficie total del glaciar y el largo medio.

9.2.2.16. Largo medio.

Mean length en ingles. Es la longitud media del glaciar, expresada en kilómetros. Este es el promedio de la longitud de cada tributario, medida a lo largo de la mas larga línea de flujo hasta el frente del glaciar.

9.2.2.17. Largo máximo.

Max length en ingles. Es la longitud máxima del glaciar, expresada en kilómetros. Esta longitud debe medirse a lo largo de la mayor línea de flujo del glaciar. Si el glaciar se ha quebrado por un deslizamiento, solamente la longitud aguas arriba y debajo de la ruptura debe medirse.

9.2.2.18. Largo máximo expuesto.

Max length exposed en ingles. Es la longitud máxima del glaciar medida en la superficie de hielo libre de una cubierta de detritos u de otro material (por ejemplo, sobrecarga artificial con botadero de detritos rocosos). Se expresa en kilómetros.

9.2.2.19. Largo máximo de la Zona de Ablación.

Max length ablation en ingles. Es el largo máximo de la Zona de Ablación del glaciar, expresada en kilómetros. Se define como Zona de Ablación aquella zona del glaciar que al término de un año calendario (al fin del verano e inicio del otoño) presenta un balance de masa negativo.

9.2.2.20. Orientación de la Zona de Acumulación.

Orientation accumuation en ingles. Es la orientación (o aspecto) general del área de acumulación del glaciar. Se refiere al punto cardinal hacia donde mira la mayor superficie del glaciar. Expresada en grados; por ejemplo el Norte es 0, el Este es 90, el Sur es 180, el NNW es 315, etc. El valor de -360 se emplea en un casquete de hielo que se orienta en todas direcciones.

9.2.2.21. Orientación de la Zona de Ablación.

Orientation ablation en ingles. Se refiere a la orientación (o aspecto) general de la Zona de Ablación del glaciar. Expresada en grados; por ejemplo el Norte es 0, el Este es 90, el Sur es 180, el NNW es 315, etc. El valor de -360 se emplea en un casquete de hielo.

9.2.2.22. Cota máxima.

Max altitude en ingles. Es la cota máxima del glaciar, expresada como metros sobre el nivel del mar.

**9.2.2.23. Cota media.**

Mean altitude en ingles. Es la cota media del glaciar, expresada como metros sobre el nivel del mar. Es la curva de nivel que divide al glaciar en mitades. Expresada en metros sobre el nivel del mar.

9.2.2.24. Cota mínima.

Min altitude en ingles. Es la cota menor (la mas baja) del glaciar, expresada como metros sobre el nivel del mar.

9.2.2.25. Cota mínima expuesta.

Min altitude exposed en ingles. Es la cota menor (la más baja) de la superficie del glaciar expuesta, libre de cubiertas naturales o antrópicas de detritos rocosos. Expresada en metros sobre el nivel del mar.

9.2.2.26. Cota media de la Zona de Acumulación.

Mean altitude accumulation en ingles. Es la cota de la curva de nivel que divide la Zona de Acumulación del glaciar en dos mitades. Se expresa como metros sobre el nivel del mar.

9.2.2.27. Cota media de la Zona de Ablación.

Mean altitude ablation. Es la cota de la curva de nivel que divide la Zona de Ablación del glaciar en dos mitades, Se expresa como metros sobre el nivel del mar.

9.2.2.28. Clasificación.

Classification en ingles. Es un código de seis dígitos que clasifica al glaciar según su clasificación primaria, su forma, la característica de su frente, el perfil longitudinal del glaciar, la fuente de alimentación principal y la actividad de la lengua. El detalle de la clasificación de glaciar ha sido señalado más arriba, aquí solo se repiten los índices y un resumen de su significado:

Clasificación primaria

- 0 Incierto o misceláneo
- 1 Sábana de hielo continental
- 2 Campo de hielo
- 3 Casquete de hielo
- 4 Glaciar de desagüe
- 5 Glaciar de valle
- 6 Glaciar de montaña
- 7 Glaciarete (y eventualmente, campo de nieve; los campos de nieve no son glaciares pero pueden incluirse en el inventario por su interés en estudios y pronósticos hidrológicos)
- 8 Plataforma de hielo
- 9 Glaciar de roca.



Clasificación según la forma:

- 0 Incierto o misceláneo.
- 1 Cuencas compuestas.
- 2 Cuenca compuesta.
- 3 Cuenca simple.
- 4 Circo.
- 5 Nicho.
- 6 Cráter.
- 7 Falda de hielo.
- 8 Grupo.
- 9 Remanente.

Características del frente:

- 0 Normal.
- 1 Piedemonte. Masa de hielo formada en tierras bajas por la expansión de un glaciar, o por la coalescencia de varios glaciares.
- 2 Pie expandido. Lóbulo o abanico formado donde la porción baja de un glaciar deja las paredes confinantes de un valle y se extiende sobre una superficie menos restringida y más uniforme.
- 3 Lobulado. Parte de un campo de hielo, o de un casquete de hielo, que no clasifica como un glaciar de desagüe o de valle.
- 4 Desprendente. Término de un glaciar que se extiende suficientemente en el mar o en lago como para producir témpanos.
- 5 Confluente. Coalescente, pero no-contribuyente.
- 6 Irregular, principalmente de hielo limpio (glaciar de montaña o de valle).
- 7 Irregular, cubierto con detritos (glaciar de montaña o de valle).
- 8 Lóbulo único, principalmente hielo limpio (glaciar de montaña o de valle).
- 9 Lóbulo único, cubierto con detritos (glaciar de montaña o de valle).

El perfil longitudinal se clasifica como:

- 0 Incierto o misceláneo.
- 1 Uniforme, regular.
- 2 Colgante.
- 3 Cascada de hielo.
- 4 Interrumpido

La fuente principal de alimentación se clasifica como:

- 0 Desconocida.
- 1 Nieve.
- 2 Avalanchas
- 3 Hielo sobreimpuesto.

La actividad de la lengua se clasifica como:

- 0 Incierta.
- 1 Retroceso notorio o marcado. Igual o mayor que 20 m/año.



- 2 Retroceso leve. Menor que 20 m/año.
- 3 Estacionario.
- 4 Avance leve. Menor que 20 m/año.
- 5 Avance notorio o marcado. Igual o mayor que 20 m/año.
- 6 Posible surgiente. Probable velocidad en superficie de 500 m/año o mayor.
- 7 Surgiente conocida. Velocidad conocida en superficie de 500 m/año o mayor.
- 8 Oscilante.

9.2.2.29. Morrenas en contacto con el glaciar.

Moraine in contact with ice en ingles. Se refiere a morrenas actualmente en contacto con el glaciar, o sobre el glaciar. Se utilizan los códigos, o índices, siguientes

- 0 Sin morrenas.
- 1 Morrenas terminales.
- 2 Morrenas laterales o mediales.
- 3 Morrenas de empuje.
- 4 Combinación de 1 y 2.
- 5 Combinación de 1 y 3.
- 6 Combinación de 2 y 3.
- 7 Combinación de 1, 2 y 3.
- 8 Detrito, incierto si es morrénico.
- 9 Morrena de tipo incierto o no listada

9.2.2.30. Morrenas sin contacto con el glaciar.

Moraine farther downstream en ingles. Se refiere a morrenas que no están en contacto con el glaciar, por ejemplo aguas bajo del frente del glaciar, o por sobre el glaciar en las laderas del valle. El código (o índice) a emplear es el mismo que en el caso de las morrenas en contacto con el glaciar, señalado en el subcapítulo anterior.

9.2.2.31. Período de actividad de la lengua, desde.

Period of tongue activity, from; en ingles significa el período de actividad de la lengua, desde. Se refiere al primer año de observación de la actividad de la lengua y que se ha descrito como actividad de la lengua en la clasificación del glaciar, en oposición al último año de observación. Se debe indicar el año.

9.2.2.32. Período de actividad de la lengua, hasta.

Period of tongue activity, to; en ingles significa el período de actividad de la lengua, hasta. Se refiere al último año de observación de la actividad de la lengua y que se ha descrito como actividad de la lengua en la clasificación del glaciar, en oposición al primer año de observación. Se debe señalar el año.

**9.2.2.33. Cota de la línea de nieve.**

Snow line elevation en ingles. Es la cota media, en metros sobre el nivel del mar, de la línea de nieve observada sobre el glaciar en un cierto momento. En glaciares de roca es la cota media estimada de la Línea de Equilibrio.

La línea de nieve es la cota inferior del manto de nieve en el glaciar, en retroceso hacia mayor altitud a medida que avanza el proceso de ablación. Su posición varía constantemente con el tiempo. Por definición, la cota más alta de la línea de nieve al término de la estación de verano se denomina Línea de Neviza.

9.2.2.34. Exactitud de la línea de nieve.

Snow line accuracy en ingles. Es la estimación de exactitud con que se ha determinado la cota de la línea de nieve o, en el caso de glaciares de roca, de la Línea de Equilibrio. El código, o índice, que describe la exactitud (o más bien el error) se señala en la Tabla 9.2.2.34-A.

Tabla 9.2.2.34. Código, o índice, que describe el rango de exactitud de la estimación de cota

Indice	Rango de exactitud de la cota (m)
1	0 - 25
2	25 - 50
3	50 - 100
4	100 - 200
5	> 200

9.2.2.35. Fecha de la línea de nieve.

Snow line date en ingles. Este es la fecha en que fue observada la línea de nieve cuya cota se señala en una columna anterior; la fecha puede ser un día preciso (por ejemplo 05/02/2002) o bien tan solo un año (por ejemplo 2004).

El inventario de glaciares de la antigua Unión Soviética, emplea esta columna para indicar el método empleado para determinar la cota de la línea de nieve. Los métodos son:

- ❖ HESS: la cota de la línea de nieve se estima a partir de un mapa topográfico, ubicándola donde las curvas de nivel arqueadas hacia aguas abajo (típicas de la Zona de Ablación del glaciar) pasan a ser arqueadas hacia aguas arriba (en la Zona de Acumulación).
- ❖ KUROWS: el método de Kurow estima la cota de la línea de nieve como aquella que divide el área del glaciar en mitades.
- ❖ HEFER: este método estima la cota de la línea de nieve como el promedio entre la cota del término el glaciar y la de las cumbres montañosas que rodean el Área de Acumulación del glaciar.
- ❖ SHEGLOV: según este método, la cota de la línea de nieve se estima como aquella en que ocurre el máximo en un gráfico de distribución del área del glaciar con la cota. En otras palabras, donde ocurre la mayor área de glaciar entre bandas altitudinales.

**9.2.2.36. Profundidad media.**

Mean depth en ingles. Es la profundidad física media del glaciar, expresada en metros. Debe incluirse la información solo si se conoce la profundidad de una gran parte del glaciar.

9.2.2.37. Exactitud de la profundidad.

Depth accuracy en ingles. Es un código, o índice, que expresa la exactitud de la medición de profundidad como porcentaje del error. El índice se muestra en la Tabla 9.2.3.38-A.

Tabla 9.2.2.37. Índice que muestra la exactitud de la medición de profundidad.

Índice	Error en la medición de profundidad (%)
1	0 - 5
2	5 - 10
3	10 - 20
4	20 - 30
5	> 30

9.2.2.38. Observaciones.

Remarks en ingles. En este campo pueden colocarse variadas observaciones como, por ejemplo: algas rojas en superficie, frente excavado, carga antrópica de detrito rocoso, deslizamiento rocoso sobre el glaciar, etc.

9.2.2.39. Temperatura del núcleo de hielo.

Temperature of ice core en ingles. Tener información sobre la temperatura en el núcleo de hielo del glaciar es importante para evaluar el eventual caudal que puede emerger del glaciar por fusión del hielo. El código, o índice, a utilizar en este campo para describir la temperatura del núcleo de hielo se muestra en la Tabla 9.2.2.39-A.

Tabla 9.2.2.39-A. Índice para señalar la temperatura del núcleo de hielo del glaciar.

Índice	Temperatura del núcleo de hielo
0	Incierto.
1	Temperado. En un glaciar temperado la temperatura es aquella del punto de fusión según la presión, esencialmente 0°C, excepto en los pocos metros más superficiales, sujetos a las fluctuaciones anuales de la temperatura invernal
2	Polar, o frío. Estos son glaciares cuya superficie está siempre a temperaturas bajo 0°C. En estos glaciares no se produce agua de fusión. Si son delgados, la temperatura en la base es también inferior a 0°C, pero en glaciares de gran espesor, como en la Antártica, se encuentran sectores con temperatura de 0°C en la base del glaciar.
3	Subpolar. Durante el verano, un estrato superficial de estos glaciares de núcleo frío se tempera hasta la temperatura del punto de fusión por presión (esencialmente 0°C). En la base el hielo puede ser frío o temperado.



9.2.2.40. Detrito en superficie.

Surface debris en ingles. Esta es una clasificación según el contenido de impurezas en la superficie de los glaciares. Las impurezas en la superficie del glaciar afectan de manera muy significativa la tasa de fusión en la superficie del glaciar y, por lo mismo, el balance de masa y el caudal que emerge del glaciar. El índice que se emplea en esta clasificación se muestra en la Tabla 9.2.2.40-A.

Tabla 9.2.2.40-A. Clasificación de glaciares según las impurezas visibles en superficie.

Índice	Contenido de impurezas
0	Incierto o misceláneo.
1	Glaciar blanco, sin impurezas perceptibles en su superficie.
2	Glaciar con morrenas; es un glaciar blanco en el cual las impurezas forman morrenas marginales y/o mediales que quedan expuestas en la Zona de Ablación.
3	Glaciar gris; es un glaciar con o sin morrenas, cuya Zona de Ablación muestra de manera visible la presencia de detritos u otras impurezas (como algas de diferentes colores) en superficie, desde levemente perceptibles hasta una cubierta claramente distinguible, continua o bandeada, y que suele ser más potente en impurezas hacia el frente del glaciar.
4	Glaciar en transición; cualquiera de los anteriores que se está transformando a un glaciar de roca. Características distintivas son: (i) una cubierta de detritos que se extiende sobre casi la totalidad de la Zona de Ablación, y (ii) la ocurrencia de pequeñas extensiones de cubierta de detritos, como parches dentro de la Zona de Acumulación.
5 a 8	(dígitos sin uso).
9	Glaciar de roca, con un cubierta de detritos que se extiende en toda la Zona de Ablación y en la totalidad, o gran parte, de la Zona de Acumulación.

9.3 ÁREAS A REVISAR EN UN CATASTRO DE GLACIARES.

La cota a que se encuentran los glaciares varía enormemente a lo largo del país debido a la variedad de climas, y también por el hecho de encontrarse también glaciares de roca que debido a su coraza protectora constituida por detritos rocosos, pueden desarrollarse o extenderse hacia menores cotas que los glaciares blancos.

En la Fig. 9.3-A se muestra un esquema de cotas de distribución de la nieve según las latitudes. Al Norte de la latitud de 42°S se propone definir las áreas a revisar para un catastro de glaciares como aquellas que se ubican por sobre una línea imaginaria en la Fig 9.3-A que se dispone simétricamente entre aquella de la cota inferior media de la nieve en los años con precipitación, y aquella por debajo de la cota de la línea permanente en el eje de la cordillera en sitios protegidos de la radiación solar directa.

Al Sur de la latitud de 42°S se propone definir las áreas a revisar para un catastro de glaciares como aquellas que se encuentran por sobre una línea que va desde la cota de 700 m a la latitud de 42°S, a la cota de 200 m a la latitud de 56°S. En esta región existen numerosos glaciares que alcanzan el mar, pero siempre se originan en cota mayor que 200 m sobre el nivel del mar.

Desde luego, la definición de áreas por revisar arriba señalada implica que si bien las lenguas terminales de algunos grandes glaciares puede extenderse hasta por debajo de esa cota mínima (y esas lenguas deben igualmente incluirse en el catastro), ellas comprenderán todas las zonas de acumulación de los glaciares y, por lo mismo, todos los glaciares presentes en el área a catastrar.

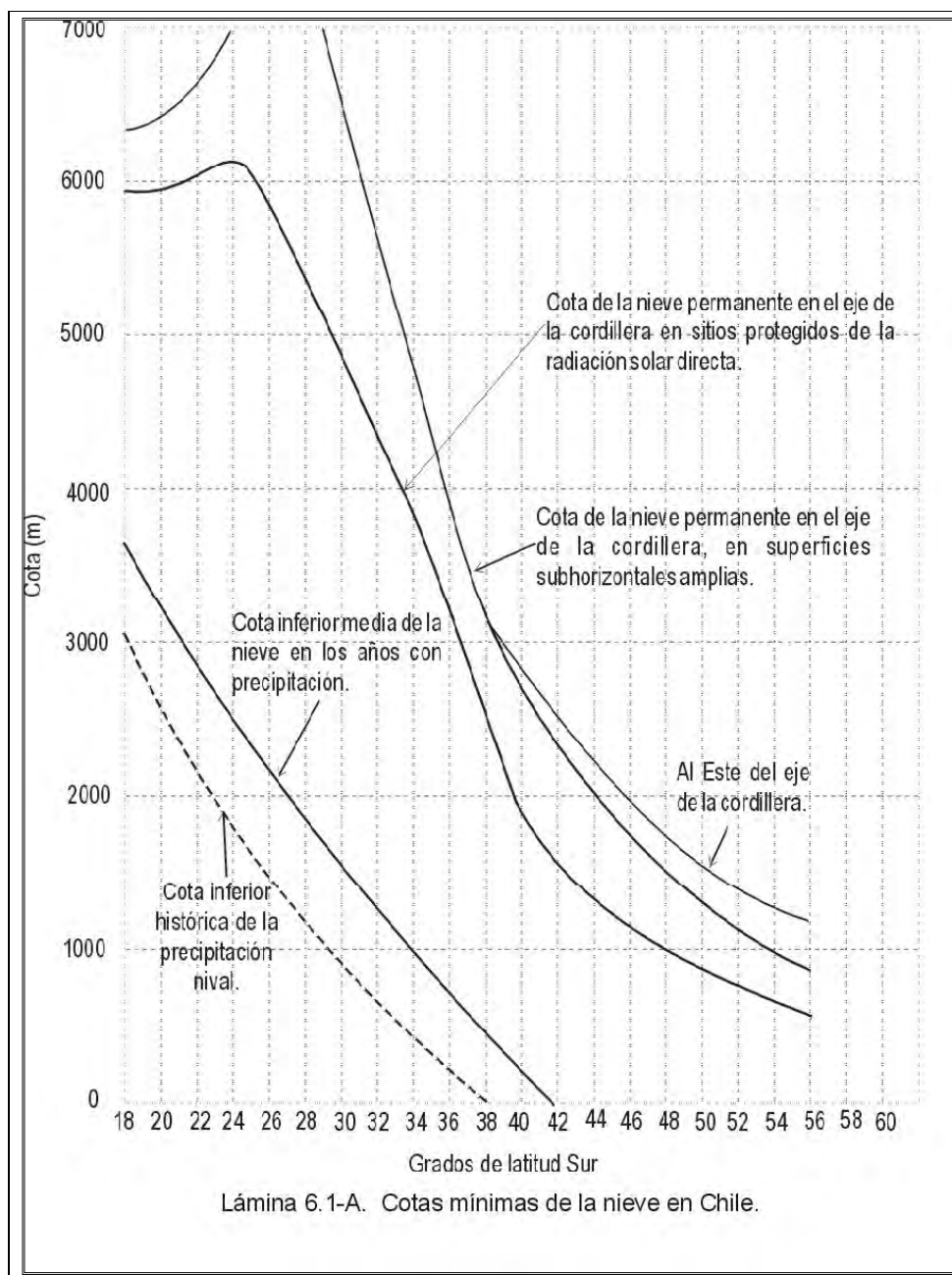


Fig. 9.3-A. Cotas mínimas de la nieve en Chile.



10 PELIGROS ASOCIADOS A LA PRESENCIA DE GLACIARES.

10.1 TIPOS HABITUALES DE PELIGROS.

Los peligros mayores asociados a la presencia de glaciares en cualquier cuenca son:

- a) Avance del frente de un glaciar, en extensión tal que afecte a estructuras o a las obras de un proyecto. Incluso los avances más rápidos son siempre relativamente lentos, ya que ocurren raramente a tasas que sobrepasan algunas decenas de metros por día. En todo caso, cualquier tipo de proyecto debe considerar la posibilidad de producirse un fenómeno de este tipo, y dadas la distancia de los glaciares a las obras, habrá un lapso de tiempo (de semanas, meses o años, según la velocidad de avance), para cerrar las estructuras del proyecto y, desde luego, proteger a las personas. Siempre debe elaborarse un plan de contingencia para este eventual evento.
- b) Vaciamiento súbito de lagunas pro-glaciales. Este es un fenómeno, denominado GLOF (de Glacial Lake Outburst Flood, en el idioma inglés), que puede producirse cuando existen lagunas en contacto directo con el hielo de un glaciar. Este no es el caso de las lagunas en el área del proyecto, las cuales están separadas de los glaciares por materiales sedimentarios de depósitos glaciares, o por afloramientos de roca.
- c) Deslizamiento violento de un glaciar, el que, dependiendo de las masas involucradas y de la pendiente y rugosidad del terreno, puede extenderse hasta por algunos kilómetros. Previo a la instalación de una estructura en áreas con glaciares, debe realizarse un análisis de estabilidad del glaciar que considere, entre, otros, la sismicidad en el área, diversos grados de saturación del glaciar, y las apropiadas características geotécnicas del material en la base del glaciar y la pendiente en su base.
- d) Reducción de las masas glaciares hasta sus eventuales extinciones, como un proceso asociado a cambios climáticos naturales. El riesgo de esto es el de la extinción de la regulación de los caudales de los ríos efluentes y originados en las precipitaciones, que ejercen naturalmente los glaciares. A este respecto, cabe señalar que los glaciares del sector exhiben un comportamiento estable (sin retrocesos notables ni disminución de volúmenes) reciente. Por ello, cabe postular que la tendencia global hacia un calentamiento tendrá un efecto tardío sobre los glaciares del área, y que la persistencia de estos en el área podría continuar, a lo menos, por varios siglos. En todo caso, una reducción de las masas glaciares durante varias décadas significa mayores aportes hídricos a los ríos del área mientras ocurre esta reducción, hasta la extinción total de este mayor aporte por la extinción de los glaciares.
- e) Lahares (flujos densos) originados en la fusión súbita de nieves y glaciares en conos volcánicos (ver Fig 10.1-A) durante procesos eruptivos. Estudios de formación y peligro y riesgo de lahares entorno a volcanes activos con presencia de glaciares en sus conos, han sido desarrollados por personal del SERNAGEOMIN, algunas Universidades, y privados. Los estudios más completos al respecto se refieren al volcán Villarrica, pero resta aún por

realizar o completar otros en el entorno de numerosos volcanes. Estos peligros deben incluirse en los Planos Reguladores de los municipios, y debe señalar la necesidad de desarrollar estos estudios a aquellas municipalidades que no los contemplan.



Fig. 10.1-A. Daños a viviendas y víctimas, en las cercanías de Pucón, Chile, causados por lahares originados en la erupción del Volcán Villarrica de Diciembre de 1971.

- f) Deformaciones en suelos helados. La existencia, formación o fusión del hielo en el suelo es causa común de peligros y daños a estructuras en las regiones frías.
- g) Un peligro asociado a la existencia de glaciares es el de la formación de témpanos en lagunas, lagos o mares a los cuales accede un frente glaciar. Estos témpanos pueden salir a la deriva y afectar la navegación.
- h) Un peligro conexo a las regiones frías es aquel de la formación de una cubierta de hielo temporal o semi-permanente en lagunas, lagos o mares.

Peligros menores, pero que suelen afectar a personas, son:

- a) Caídas y deslizamiento de porciones de hielo desde el frente de un glaciar,
- b) Olas en lagos (o mares) por el desprendimiento de masas de hielo desde un frente glaciar en el agua.



10.2 LA ESTABILIDAD GENERAL DE LOS GLACIARES.

10.2.1 Generalidades.

10.2.1.1. El deslizamiento catastrófico de glaciares.

Si bien un glaciar es por definición un material inestable, que se mueve y reptaba continuamente por efecto gravitacional y obedeciendo a la ley de flujo del hielo, el término de "estable" aquí empleado se refiere precisamente a esa condición normal del glaciar de roca, frente a la alternativa "inestable" de un deslizamiento violento mayor. La posibilidad de la ocurrencia de una condición "inestable" en los glaciares, debe ser parte de un estudio de Línea Base de glaciares, en particular cuando se proyectan estructuras que serán habitadas y pueden ubicarse en una trayectoria de deslizamiento.

En los Andes del centro de Chile han ocurrido casos en años recientes de deslizamientos catastróficos y violentos de glaciares completos. En particular es conocido (ver MARANGUNIC, 1997 y subcapítulo a continuación) el caso del glaciar de roca en el Cajón del Aparejo, tributario del Valle del Río Yeso, tributario del Río Maipo en la región Metropolitana, que el 1º de Marzo de 1980 se deslizó violentamente valle abajo como simple reacción a aumentos de agua de fusión tras días calurosos de verano.

Un caso similar parece haber ocurrido en el área de la cabecera del Río Blanco, afluente del Río Aconcagua, también en los Andes del centro de Chile, con el deslizamiento de parte importante del glaciar de roca Rinconada Este, que formó una cubierta de detritos de hielo y roca sobre la porción inferior de los glaciares de roca Río Blanco 1 a Río Blanco 5. No tenemos antecedentes para precisar el tiempo de ocurrencia de este deslizamiento, solo sabemos que fue anterior a las fotografías aéreas del área, que lo muestran ya el año 1955. Considerando las velocidades de desplazamiento de los glaciares de roca y el efecto que en la morfología de ellos una cubierta detrítica debe producir, es probable que el deslizamiento haya ocurrido posteriormente al año 1850.

Otros eventos de deslizamientos glaciares, por nombrar algunos, son.

- En Junio de 2007, se deslizó parte de un glaciar en el Monte Langtang Lirum, en Numthang, Nepal.
- El 20 de Septiembre de 2002, 17 personas fueron sepultadas por el deslizamiento de parte de un glaciar en las montañas de Osetia del Norte.
- El flujo de detrito que el 29 de Noviembre de 1987 arrasó el valle del Río Colorado en los Andes de la Región Metropolitana, en el centro de Chile, y produjo 29 víctimas, se originó en el deslizamiento de parte de un glaciar de roca en el Estero Parraguirre, tras un invierno con muy alta acumulación de nieve, y altas temperaturas del aire en días previos al deslizamiento (incluso el 30 de Noviembre la temperatura fue de 16°C a la cota de 4.600 m, cerca del punto de inicio del deslizamiento).
- El 31 de Mayo de 1970, se produjo el desprendimiento de parte del frente de un glaciar en el monte Huascaran, en la Cordillera Blanca de Perú. El deslizamiento alcanzó y desbordó una laguna al pie del glaciar, y continuó por el valle del Río Llanganuca. Un brazo del deslizamiento alcanzó el pueblo de Ranrahirca produciendo 2.000 víctimas. Otro brazo alcanzó y destruyó la ciudad de Yungay, provocando 19.000 víctimas. El deslizamiento fue



generado por un sismo cuyo epicentro estuvo localizado a 85 kilómetros; corrió 14,5 km en 3 minutos, con un desnivel cercano a 4.000 m.

Las características y propiedades de los materiales involucrados en los glaciares, que interesan especialmente desde el punto de vista de su estabilidad general, pueden resumirse como sigue.

- (a) La gran mayoría de los glaciares en las latitudes tropicales y medias son glaciares templados, con hielo esencialmente a 0°C, y por lo tanto con agua en la base y con una componente basal (de deslizamiento) de las velocidades superficiales.
- (b) La sobrecarga de glaciares, natural (por ejemplo, debido a deslizamientos de masas de rocas o suelos) o antrópica trae como consecuencia un aumento de las velocidades superficiales y basales, y como consecuencia adicional, un aumento del agua basal por la mayor fricción en la base. Esto, a su vez produce mayores velocidades y más agua, en un proceso que se autoalimenta, pero que parece tener un límite definido por la rugosidad basal y, sobre todo, por el drenaje que se produce cuando el incremento de velocidades abren grandes grietas en tensión.
- (c) En todos los glaciares templados existe un nivel freático, el que varía con las épocas del año; debe ser mayor cuanto mayor sea la fusión del hielo en la superficie, pudiendo incluso saturar todo el volumen del glaciar, en particular en ocasiones especiales como de lluvia cálida sobre manto de nieve en fusión. Esto se relaciona, entre otros, con las variaciones estacionales de velocidad superficial observadas en virtualmente todos los glaciares templados.
- (d) Un aporte adicional e importante de agua al sistema glaciar puede provenir de fuentes de calor originadas por lixiviación bacteriana autoinducida en los materiales de lastre depositados sobre los glaciares, ya sea de manera natural o antrópica, y que contienen rocas con alteraciones de minerales sulfurosos. A modo de ejemplo, en Chile se han medido en la superficie de lastres rocosos de este tipo, sobre glaciares, temperaturas máximas superiores a 40°C. Esto causa una gradiente de temperatura hacia la superficie de hielo, a través del lastre y, eventualmente, también del detrito que cubre superficialmente a los glaciares de roca, y produce fusión en tasas que superan a todos los otros mecanismos naturales de fusión de una superficie de hielo cubierta por materiales detríticos.

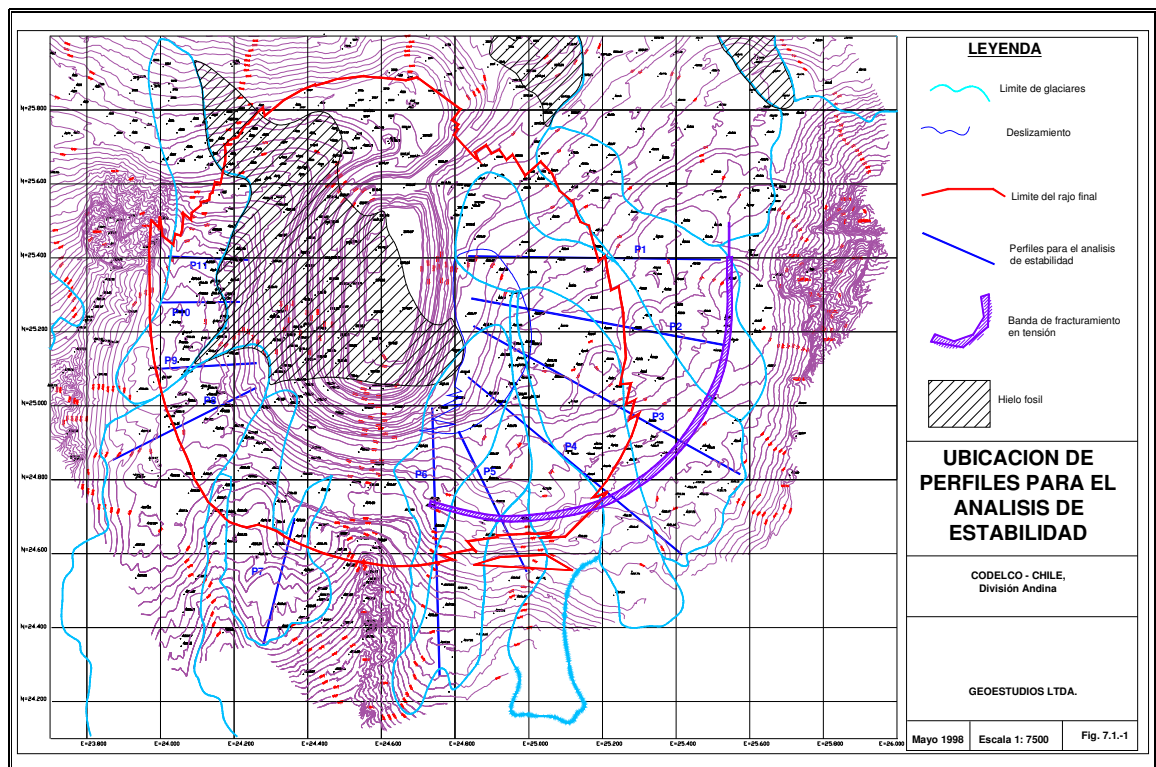


Fig. 10.2.1-A. Ubicación de los perfiles para el análisis de estabilidad general de glaciares.

- (e) En los glaciares templados, el agua de fusión en la superficie del hielo se infiltra y transita por el glaciar; esta condición produce una importante presión de agua en los poros, la que debe incluirse en los análisis de estabilidad. A lo anterior debe agregarse la similar condición que puede existir en el lastre, natural o antrópico, que cubre glaciares (como a los glaciares de roca); este es normalmente un material altamente permeable, pero el proceso de depositación suele crear algunos niveles de baja permeabilidad.
- (f) La abundancia de agua en la base de un glaciar deteriora considerablemente las propiedades físicas (en particular la cohesión y el ángulo de fricción interna) de materiales sedimentarios infrayacentes. En particular esto ocurre en las morrenas de fondo, las que se caracterizan por la abundancia de sedimentos finos en su granulometría y poseer valores de cohesión cercanos a cero y ángulos de fricción interna muy bajos (en promedio 11° , ver MARANGUNIC, 1997).
- (g) Los efectos de la presión de poros en la estabilidad de una masa son tanto más importantes cuanto menor es la densidad del material involucrado. En el caso del agua en glaciares, esto produce un efecto desestabilizador mucho mayor que una similar proporción de agua en suelos o en rocas.
- (h) La presión de poros, transmitida a cavidades subglaciales, puede constituir un parámetro adicional para el incremento de las velocidades basales, como lo han sugerido ROTHLSBERGER e IKEN (1981) y los estudios generales de LLIBOUTRY (1978).



- (i) En el caso de glaciares de roca, sus relativamente bajas velocidades de movimiento dificultan la formación de grandes fracturas en las masas de hielo, las que en glaciares no cubiertos y de mayores velocidades suelen constituir vías expeditas de drenaje. De esta manera, en los glaciares de roca el nivel freático puede alcanzar incluso la superficie del hielo en los meses de verano. El incremento de velocidades por sobrecargas fractura el glaciar de roca y abre vías adicionales de drenaje.

10.2.1.2. El caso del glaciar Aparejo.

10.2.1.2.1 Introducción.

En la cordillera de la zona central de Chile, y en la vertiente Argentina, se conocen algunos casos históricos de deslizamientos catastróficos de glaciares. Pero, muy raramente personas han podido presenciar, con todos sus detalles, la ocurrencia de un deslizamiento violento e inesperado de virtualmente la totalidad de un glaciar. Por ello, se describe a continuación el caso del glaciar Aparejo en los Andes del centro de Chile, ocurrido en 1980.

El 1° de Marzo de 1980, a aproximadamente las 09.10 horas, virtualmente la totalidad del glaciar de roca en el Estero del Aparejo, afluente del río Yeso, en la cordillera de la Región Metropolitana, se deslizó catastróficamente. Testigos presenciales del deslizamiento fueron andinistas miembros del Club Andino de Chile, cuyo campamento se ubicaba a los pies del glaciar y que habían abandonado cruzando el glaciar pocos minutos antes del deslizamiento. Algunos días después, el sitio del deslizamiento fue visitado por una persona de Geoestudios, en compañía de personal de la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas. El conjunto de observaciones permiten inferir las condiciones y causas que originaron el deslizamiento, las que se indican a continuación.

El glaciar de roca del Estero del Aparejo se identifica con el código 308D-50 del inventario de glaciares de la hoya del río Maipo. Al momento de ocurrir el deslizamiento el glaciar poseía aproximadamente 1,2 km de longitud y del orden de 0,2 km de ancho promedio en superficie (ver Fig. 10.2.1.2.1-A).

La secuencia de eventos que culminó con el deslizamiento puede inferirse del relato de los andinistas que lo observaron, y es como sigue. El día 28 de Febrero de 1980 se produjo un temporal de nieve que, hasta el mediodía del 29 de Febrero, depositó un manto de nieve de aproximadamente 10 cm de espesor sobre la superficie del glaciar de roca. La nieve precipitó a elevada temperatura, densa, con la apariencia de un alto contenido de agua. El 29 a mediodía comenzó a despejar el temporal y durante la tarde, con cielo despejado, fuerte radiación solar y alta temperatura, se produjo abundante fusión de nieve. Al atardecer del 29, los andinistas que acamparon cerca del frente del glaciar escucharon fuertes ruidos en el mismo.

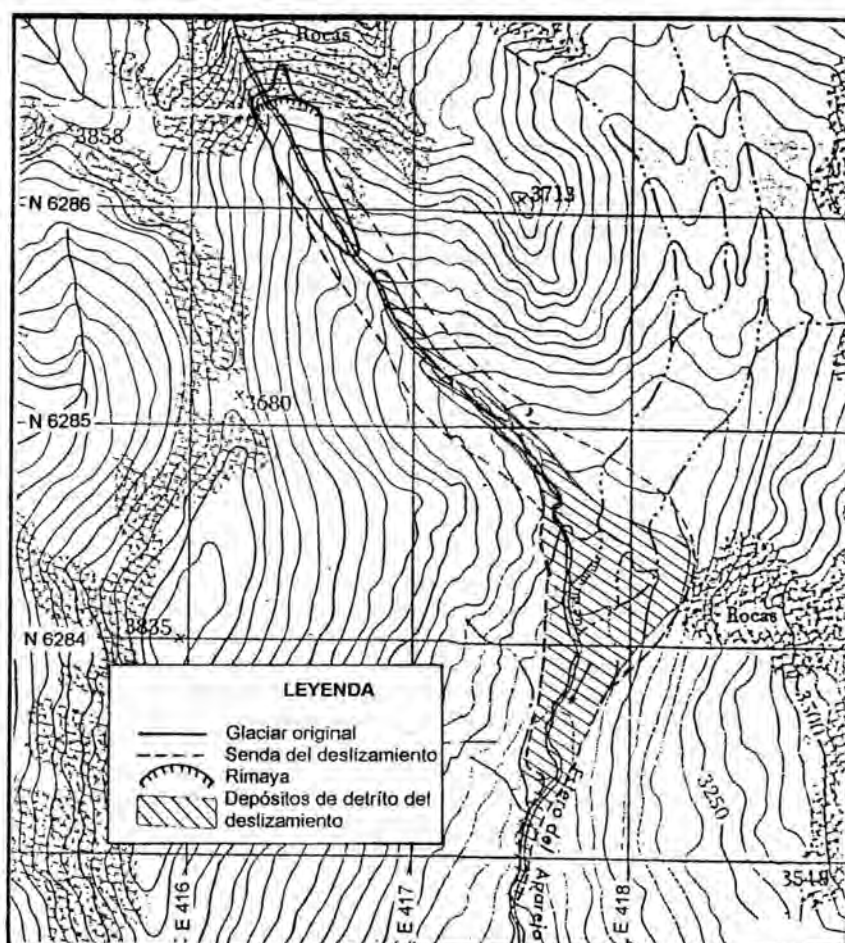


Fig. 10.2.1.2.1-A. Deslizamiento del glaciar en el Estero del Aparejo.

La noche del 29 al 1° de Marzo fue cálida, según relato de los andinistas, presumiblemente con abundante fusión de la nieve en superficie. A las 07 AM del día 1° de Marzo los andinistas cruzaron el glaciar, observando que quedaba escasa nieve en superficie (2 a 3 cm y solamente en algunos sectores) y escucharon fuertes ruidos en el glaciar. También observaron grietas en el hielo de formación aparentemente recientes y pequeñas lagunas en la superficie del glaciar. A aproximadamente las 09.10 hrs. se inició el movimiento del glaciar de roca, primero con la apertura de la rimaya (que alcanzó a varios metros) y luego un movimiento descendente del hielo inmediatamente aguas abajo de la rimaya, el que se propagó hasta el frente del glaciar y comenzó así el deslizamiento de todo el glaciar, de manera progresivamente acelerada.

La duración del deslizamiento, según los andinistas antes mencionados, fue de aproximadamente 2 minutos. El deslizamiento corrió aproximadamente 3,7 km. Los primeros 2,0 km de recorrido del deslizamiento ocurrieron en un valle tributario del Estero del Aparejo, en dirección Sureste, mientras el glaciar mantenía aproximadamente su aspecto inicial. Al arribar al valle principal, el deslizamiento remontó la ladera opuesta en aproximadamente 70 m, el glaciar se disgregó, y el deslizamiento viró siguiendo el curso de este valle en dirección general al Sur. Al disgregarse el glaciar, y según el relato de los andinistas, se formó una nube de polvo, probablemente de detrito

rocoso y hielo y, cuando el deslizamiento se detuvo, sobre él se depositó una llovizna de un líquido barroso.

10.2.1.2.2 Características del glaciar deslizado.

La longitud horizontal de la porción deslizada del glaciar de roca fue de aproximadamente 780 m y del orden de 822 m medida a lo largo de la superficie original del glaciar. El ancho promedio de la superficie de la sección deslizada era de aproximadamente 150 a 240 m. El espesor del hielo en la rimaya, la grieta de coronamiento del deslizamiento, era del orden de 20 m y el espesor máximo del glaciar era aproximadamente 73 m, a juzgar por la traza del límite del glaciar, remanente en las laderas de la cubeta glaciar desocupada (ver Fig. 10.2.1.2.2-A). La cota de la superficie del glaciar deslizado variaba desde 3.548 m en el borde de la rimaya, hasta aproximadamente 3.330 m en el frente de término del glaciar (ver Fig. 10.2.1.2.2-B.).

Según antecedentes de fotografías aéreas anteriores al deslizamiento, aproximadamente el 70% de la superficie del glaciar estaba cubierto por detrito rocoso. El resto era una superficie de hielo y neviza en la parte superior del glaciar. Esto es característico de los glaciares de roca en la cordillera de la zona central de Chile. El detrito rocoso impedía observar el sistema de fracturas en la superficie del glaciar; en la porción superior libre de detrito las fracturas en el hielo eran de tipo transversal, indicando que toda ella era esencialmente parte de la zona de acumulación del glaciar.

Los dos tercios inferiores de la base de la cubeta glaciar desocupada por el deslizamiento estaban constituidos por material morrénico (aproximadamente 12% a 15% de finos, más arenas y gravas angulosas), con pendientes en el eje del glaciar de 3° en el tramo inferior y 10° en el tramo intermedio (ver fotografía de la Fig. 2.). El tercio superior de la base de la cubeta estaba constituido por afloramientos rocosos de regular a pobre calidad geotécnica (rocas sedimentarias parcialmente arcillizadas con leve alteración hidrotermal) y pequeños sectores con materiales morrénicos; la pendiente del terreno en este sector era de aproximadamente 32°. La cubeta glaciar desocupada por el deslizamiento era de sección esencialmente en forma de U estrecha en el fondo, con laderas de 36° a 40° de inclinación y un fondo de valle relativamente plano y de solamente una veintena de metros de ancho.

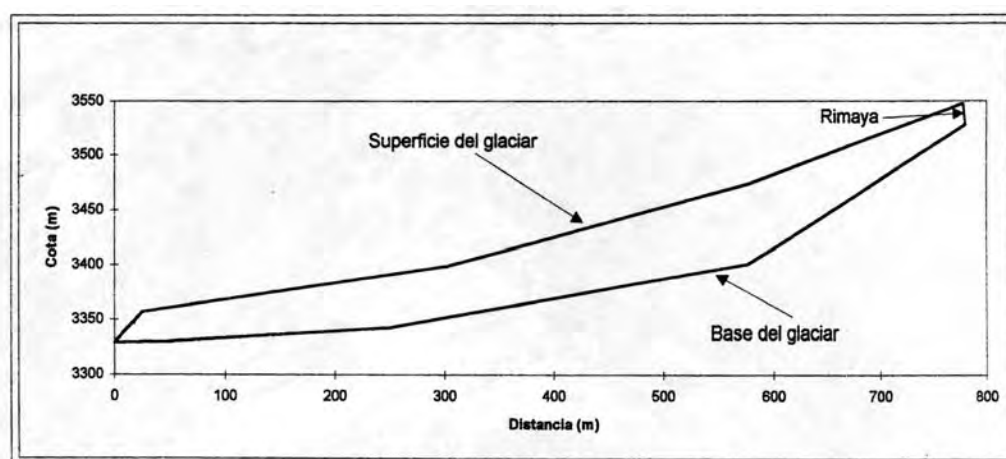


Fig. 10.2.1.2.2-A. Perfil por el eje del sector deslizado del Glaciar del Aparejo.



Fig. 3.- Fotografía de la Cubeta Desocupada del Glaciar de Roca del Estero del Aparejo. Restos del Glaciar Bajo los Farellones Rocosos.

Fig. 10.2.1.2.2-B. Cubeta desocupada del glaciar del estero del Aparejo. Restos del glaciar al final del valle bajo los farellones rocosos. Escombros de hielo en el fondo del valle.

El volumen de la porción deslizada del glaciar de roca del Estero del Aparejo, inferido de la geometría de la cubeta desocupada y de un teórico perfil de equilibrio de la superficie glaciar, se estima en aproximadamente $7,2 \times 10^6 \text{ m}^3$; el volumen no deslizado del glaciar se estima en $1,05 \times 10^6 \text{ m}^3$. El material constitutivo de la porción deslizada del glaciar de roca es, por las características del glaciar de roca, una mezcla de estratos de hielo puro y estratos de hielo con una variada mezcla de material detrítico rocoso, aportado principalmente por avalanchas de nieve sobre la superficie del glaciar. El espesor total del hielo disminuye hacia la frente del glaciar, dependiendo esto de la incidencia en el balance de masa del glaciar de las diferentes formas de ablación (superficial y basal) del hielo. En la medida que se reduce la cantidad de hielo hacia la frente del glaciar, aumenta la proporción del material detrítico rocoso. Con estos criterios, estimamos variaciones de densidad para la masa original del glaciar de roca que van desde 800 kg/m^3 cerca de la rimaya (virtualmente hielo con algo de neviza y con escaso detrítico rocoso), hasta 1.600 kg/m^3 en el frente del glaciar (solamente detrítico rocoso de gravas angulosas sin matriz).



El glaciar de roca del Estero del Aparejo se ubica en un circo rocoso cuya cuenca hidrológica sobre la cabecera del glaciar es de aproximadamente 0,56 km². y de aproximadamente 1,15 km² considerando toda la extensión del glaciar.

10.2.1.2.3 Características del deslizamiento.

El deslizamiento se extendió 3,7 km valle abajo y ocurrió en aproximadamente 2 minutos, de manera que la velocidad promedio del deslizamiento fue del orden de 30,8 m/s (aproximadamente 111 km/hora). La amplitud de la senda del deslizamiento, antes del desvío hacia el Sur en el valle del Estero del Aparejo, fue de aproximadamente 300 m. La altura de la onda estacionaria formada en la ladera que el deslizamiento remontó al virar al Sur (de aproximadamente 70 m de altura), es muy congruente con la velocidad media del deslizamiento y su amplitud, y un radio de giro de aproximadamente 400 m.

El depósito del deslizamiento se encuentra principalmente en la mitad inferior de la senda del deslizamiento (ver Fig. 1.) y cubre una superficie del orden de 551.000 m² con espesores medios que eran cercanos a 17 m a los pocos días tras ocurrido el deslizamiento. El volumen total del depósito se estima en 8,1 x 10⁶ m³, cifra similar al volumen de la porción deslizada del glaciar de roca con un factor de esponjamiento (reducción de densidad por el fracturamiento) de aproximadamente 11%. El depósito estaba constituido por abundantes fragmentos de hielo puro, en bloques de hasta más de 8 m de diámetro, y fragmentos de mezclas de hielo y detrito rocoso. Adicionalmente, se observaron materiales detríticos sin hielo, probablemente arrastrados por el deslizamiento desde la morrena frontal y otros materiales existentes en el fondo del valle aguas abajo del frente glaciar antes del deslizamiento.

En toda la senda del deslizamiento no cubierta por detritos se observaron numerosos surcos y estrías, de hasta 2 m de profundidad, producto del tránsito y erosión por la masa deslizada, y un general emparejamiento de la superficie evidenciando una abrasión cuya profundidad media pareciera ser solamente desde centímetros a pocas decenas de centímetros. Evidentemente, el deslizamiento ocurrió como un flujo en superficie.

La nevada que ocurrió hasta el mediodía del 29 de Febrero y aportó aproximadamente 10 cm de nieve fresca densa y húmeda, incorporó del orden de 17.250 m³ de agua al área del glaciar de roca entre el mediodía del 29 y la madrugada de 1° de Marzo, suponiendo que la densidad de la nieve densa y húmeda observada por los andinistas era del orden de 150 kg/m³.

10.2.1.2.4 Factores de inestabilidad.

Con el propósito de investigar los factores que, en conjunto, originaron el deslizamiento del glaciar de roca del Estero del Aparejo, se modeló el sector deslizado del glaciar en condiciones estáticas subdividiéndolo en tres tramos de densidades medias, desde el frente hacia la rimaya, de 1.422, 1.100 y 900 kg/m³, correspondiendo cada uno de estos tramos a los tres tramos de pendiente diferente en la base del glaciar. Las densidades de cada tramo se supusieron según investigaciones nuestras previas relativas a la constitución de otros glaciares de roca. La densidad mayor se obtuvo suponiendo que la constitución media del glaciar de roca en el tramo inferior corresponde a un 70% de hielo y 30% de roca (densidad 2.600 kg/m³); la densidad del tramo intermedio corresponde a aproximadamente un 88% de hielo y 12% de detrito rocoso, mientras que aquella del tramo superior corresponde a un 77% de hielo, 15% de neviza de densidad 700 kg/m³ y el resto detritos de roca.



Como ángulo de fricción interna de la masa del glaciar de roca se adoptó aquel del hielo, cuyo valor típico es de 45° (SHUMSKII, 1964).

La presencia de lagunas en la superficie del glaciar de roca horas antes del deslizamiento indica que gran parte del glaciar, probablemente más del 90%, se encontraba saturado como resultado de las condiciones climáticas. Considerando esto, y empleando como densidad media del glaciar de roca aquella del tramo intermedio, la razón de presión de poros en el glaciar en el momento de ocurrencia del deslizamiento es del orden de 0,8.

Empleando un programa computacional se buscaron factores de seguridad (F) inferiores a 1,0 variando las condiciones de cohesión y ángulo de fricción interna del material en la base del glaciar que, como fue señalado anteriormente, estaba constituido por morrena en los dos tramos inferiores y roca regular a pobre con algo de material morrénico en el tramo superior. Condiciones inestables se obtuvieron solamente cuando el material morrénico en la base del glaciar posee cohesión cercana a cero (inferior a $0,1 \text{ kg/cm}^2$) y ángulo de fricción interna del orden de 11° , y cuando en el sector superior, de afloramientos rocosos con algo de material morrénico la cohesión es igualmente baja (no superior a $0,2 \text{ kg/cm}^2$) y el ángulo de fricción interna del orden de 20° .

Son muy escasos los antecedentes de valores de cohesión en material morrénico en la base de glaciares activos. ALLEY y otros (1986 y 1987) señalan que en el till basal (o morrena de fondo) encontraron cohesión igual a cero e indican que ello se debe probablemente a un leve incremento de la porosidad del till asociada a la deformación del mismo bajo glaciares activos, dilatación que interrumpe la fuerza electrostática entre las partículas de arcilla y que es la que origina su cohesión. Estos mismos autores determinaron el ángulo de fricción interna del till en el orden de $8,5^\circ$ o levemente superior. Como puede observarse, estas cifras son muy coincidentes con los valores de cohesión y ángulo de fricción interna en el material morrénico en la base del glaciar del Estero del Aparejo en el momento de iniciarse el deslizamiento, según lo calculado de manera de obtener un F inferior a 1,0. Similares resultados en cuanto a la cohesión de la morrena de fondo y su ángulo de fricción interna han sido informados para el glaciar Blue en el estado de Washington, Estados Unidos de Norte América, y en el glaciar Breidamerkurjökull en Noruega (cohesión entre $0,03$ y $0,08 \text{ kg/cm}^2$ y ángulo de fricción interna de $11,9^\circ$). A modo de comparación, cabe señalar que valores típicos de cohesión en material morrénico no deformado por glaciares activos, es del orden de $0,5$ a $2,5 \text{ kg/cm}^2$ (ver, por ejemplo, HOEK y BRAY, 1977).

La cohesión y ángulo de fricción interna del material en la base del glaciar bajo el tramo superior de la porción deslizada del glaciar, es el que corresponde a roca sedimentaria blanda, saturada y alterada (ver, por ejemplo, HOEK y BRAY, 1977).

Varios investigadores han señalado que la porosidad interconectada del hielo en glaciares temperados es del orden de 1% del volumen de la masa de hielo (ver, por ejemplo, JOUBERT, 1963 y HODGES, 1974). El agua aportada por la nevada previa al deslizamiento equivale a virtualmente el 24% de la porosidad total de la porción deslizada del glaciar. Pero habiendo ocurrido esto en el medio de la época de verano, cuando el nivel freático se encuentra normalmente alto y corrientemente cerca de la superficie del glaciar debido a la fusión del hielo, es comprensible que el nivel freático haya alcanzado a lo menos la cota de la mitad del espesor del sector deslizado del glaciar. Aunque no es posible generalizar, puede mencionarse las investigaciones de LANG y otros (1978) que encontraron el



nivel freático en glaciares europeos entre 14 y 32 m bajo la superficie, variando según la tasa de fusión del hielo en superficie. Por otra parte, empleando la relación de PATERSON (1971) para la profundidad del agua en un glaciar en la temporada de verano, con una tasa de ablación de 20 cm/año (probablemente similar a aquella en el glaciar de roca) y porosidad de 1%, la profundidad del nivel freático debe encontrarse a aproximadamente 40 m.

RÖTHLISBERGER e IKEN (1981) han señalado que cuando el suministro de agua a un glaciar excede la capacidad de drenaje del sistema subglacial, se produce un rápido desplazamiento del glaciar como consecuencia del mecanismo de "pistón hidráulico" de la presión de agua en las cavidades de aguas abajo de las rugosidades en la base de un glaciar. Empleando los parámetros del tramo superior deslizado del glaciar de roca, donde efectivamente se inició el deslizamiento, vale decir densidad media de 900 kg/m³, espesor medio estimado de 46,5 m, y pendiente de la superficie de 32° (supuestamente similar a la pendiente de la base del glaciar), la presión crítica a la que se inicia el desplazamiento rápido se alcanza con una altura del nivel freático de 7,8 m sobre la base del glaciar suponiendo que la base del glaciar está constituida por numerosos escalones pequeños, cada uno de ellos inclinados 10° en contra pendiente. Si esta inclinación fuera de tan solo 2°, la altura de agua necesaria para alcanzar la presión crítica sería de tan solo 1,9 m.

En el caso del glaciar de roca deslizado en el valle del Estero del Aparejo, es evidente que las condiciones de agua en el glaciar permitieron la formación de una presión crítica en la base del glaciar suficiente para iniciar un rápido desplazamiento del mismo. Por otra parte, esas mismas condiciones de agua, y las características geotécnicas del material en la base del glaciar, eran las apropiadas para causar la inestabilidad de glaciar y finalmente permitir su deslizamiento.

10.2.2 Método de cálculo y parámetros empleados en los análisis de estabilidad.

10.2.2.1. Metodología de cálculo de estabilidad.

El deslizamiento de glaciares se produce por el desplazamiento, con un efecto de esfuerzo de corte, de la masa del glaciar a lo largo de un plano de inadecuada resistencia al corte. Estas superficies de deslizamiento pueden ser mas bien planas o algo convexas, con lo que se produce esencialmente un traslado de la masa glaciar con una falla relativamente plana, o bien algo cóncavas con lo que se produce una rotación de la masa sobre este plano.

Existen numeroso y variados procedimientos para cálculos de estabilidad de masas de materiales pero, finalmente, lo que todos ellos calculan es un Factor de Seguridad que, en última instancia, es un análisis de riesgos..

El Factor de Seguridad se define como la razón entre las fuerzas que, en un terreno inclinado, resisten la deformación (por ejemplo la resistencia mecánica de un suelo) y aquellas que causan la deformación, como por ejemplo, la fuerza de gravedad, o una sobrecarga. Si todos los parámetros involucrados en un análisis de estabilidad fueran perfectamente conocidos, el valor de 1 para el factor de Seguridad resultante de un análisis sería suficiente. Sin embargo, como habitualmente (Y SOBRE TODO EN GLACIARES) no se conocen con precisión todos los factores, y debido a la natural heterogeneidad de los materiales involucrados, se debe reconocer un cierto riesgo y, por lo mismo, aceptar un valor mínimo del Factor de Seguridad algo superior a 1. En general, cuando el peligro afecta



a personas, se acepta como mínimo un valor de FS superior a 1,5; puede ser 1,5 cuando afecta solo a bienes, y puede ser tan bajo como 1,25 cuando se trata de bienes de poco valor o fácilmente reemplazables.

El método básico de cálculo de estabilidad fue desarrollado por Fellenius decenas de años atrás. Desde entonces, muchos otros métodos se han incorporado al cálculo, todos ellos con bondades propias y para ser empleados en situaciones específicas.

En el caso de fallas planas, el deslizamiento se produce a lo largo de un plano débil, inclinado hacia una cara libre. El deslizamiento se produce como se muestra en la Fig. 10.2.2.1-A y el factor de Seguridad (FS) se calcula como:

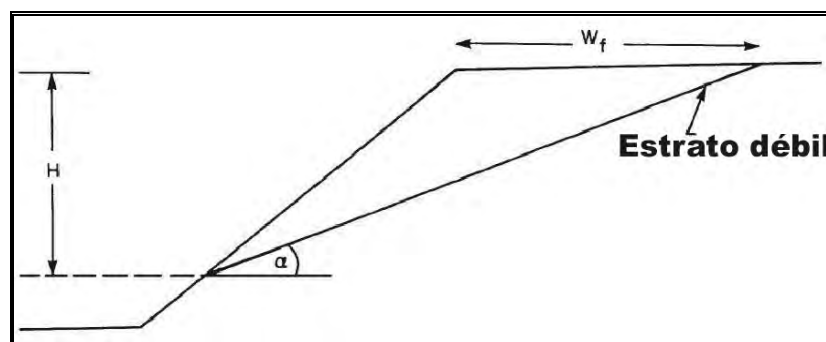


Fig. 10.2.2.1-A. Esquema de deslizamiento como falla plana ocurrida en un estrato débil.

$$FS = ((2 \times \operatorname{cosec} \alpha \times (c' / (\gamma \times W_F)) + (((1 - R_U) \times \cos \alpha) - C_S \times \sin \alpha)) \times \tan \phi) / (\sin \alpha + (C_S \times \cos \alpha))$$

donde:

c' = cohesión en términos de esfuerzo efectivo.

ϕ = es el ángulo de fricción interna, también en términos de esfuerzo efectivo.

γ = densidad del material (en kg/m³).

W_F = es la amplitud del área fallada (ver figura de arriba).

C_S = es el coeficiente sísmico.

R_U = es la razón de presión de poros

$R_U = (\gamma_w \times h) / (\gamma \times H)$ en que γ_w es la densidad del agua, h es la altura piezométrica, y H es la altura de la potencial falla del suelo (ver esquema de arriba).

Para el análisis de estabilidad de glaciares, donde habitualmente no es posible trazar el diseño del lecho del glaciar debido a los pocos datos disponible, un programa simple y práctico de calculo de estabilidad es el SWASE, originado por Huang en la Universidad de Kentucky, Estados Unidos de Norte América. El programa SWASE permite calcular el FS en una pendiente en la cual es posible dividir el plano de deslizamiento en hasta tres tramos de pendiente y características geotécnicas diferentes. Un importante aspecto del programa de Huang es que R_U se define como:

$R_U = (\text{área bajo agua de la sección vertical de la masa que desliza}) / (2 \times \text{área de la sección vertical total de la masa que desliza})$

Esta definición de Huang presume, simplemente, que la densidad del suelo es el doble que aquella del agua (ver esquema en Fig. 10.2.2.1-B y ecuación de más abajo), lo cual debe modificarse al emplear esta expresión en glaciares:

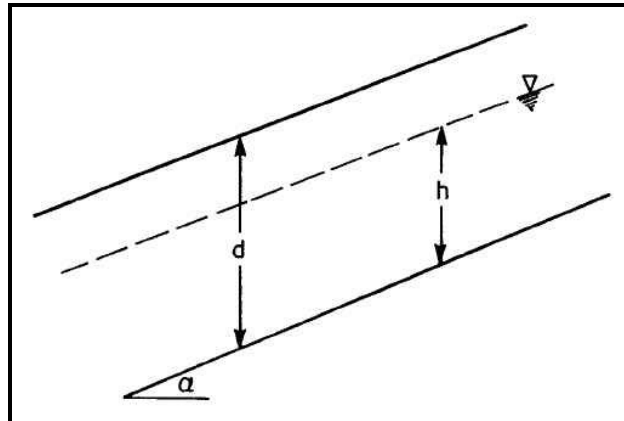


Fig. 10.2.2.1-B. Esquema del parámetro R_U de razón de presión de poros en la metodología SWASE de Huang.

$$R_U = (\gamma_w \times h) / (\gamma \times d)$$

Un ejemplo de los archivos de entrada a un programa de cálculo de estabilidad con el método SWASE (adaptación de Geoestudios) es como sigue. En este caso, los puntos en la superficie y en la base del material deslizado se definen con coordenadas XY. El programa requiere 4 puntos en el plano basal, para definir tres planos rectos. Si los planos rectos son solo dos, deben ingresarse también las coordenadas de 4 puntos, pero en este caso las coordenadas del 2do y 3er punto pueden ser las mismas. Las coordenadas XY del primer y último punto en superficie deben ser iguales a las coordenadas del primer y último punto en la base. El archivo de datos tiene la siguiente estructura:

xxxxxxxxxxxxx	Título, máximo 70 caracteres.
nnn.nn,nnn.nn	Cohesión (kg/cm ²) y ángulo de fricción interna del plano basal del BLOQUE INFERIOR.
nnn.nn,nnn.nn	Idem del BLOQUE SUPERIOR.
nnn,nn,nnn.nn	Idem del BLOQUE MEDIO.
nnn.nn	Ángulo de fricción interna del material que constituye la cuña. Es un solo valor para toda la cuña.
nnn.nn,nnn.nn	Coordenada XY del 1er punto basal (el inferior izquierdo). En metros.
nnn.nn,nnn.nn	Coordenadas XY de 2do punto basal.
nnn.nn,nnn.nn	Coordenadas XY del 3er punto basal. Pueden ser igual al 2do.
nnn.nn,nnn.nn	Coordenadas del 4o punto basal.



nn	Número de puntos en la superficie (siguen a continuación).
nnn.nn,nnn.nn	Coordenadas XY del primer punto, inferior izquierdo, en superficie. Debe ser igual al primer punto basal. En metros.
nnn.nn,nnn.nn	Coordenadas del 2do punto en superficie.
-	
-	
-	
-	
nnn.nn,nnn.nn	Coordenadas del último punto en superficie. Deben ser iguales a las del 4o punto basal.
nnn.nn,nnn.nn,nnn.nn	Pesos unitarios (kg/m ³) del material constitutivo de los bloques INFERIOR, MEDIO y SUPERIOR. En ese mismo orden.
0.nn	Razón de presión de poros, para toda la cuña. Esta razón es la siguiente: (Volumen por debajo del nivel freático de la cuña deslizante * Peso unitario del agua) / (Volumen total de la cuña * Peso unitario del suelo, roca o hielo que forma la cuña). Para cálculo de volumen utilizar, por ejemplo, un ancho de cuña de 1 m.
0.nn	Coefficiente de aceleración sísmica. Como proporción de g. Por ejemplo 0.3 (0.3 significa 0.3 g, en que 1 g = 9.81 m/s ²).

Un ejemplo real de un archivo de datos es el siguiente:

CUÑA DEL GLACIAR ABCDEFGHIJKLMN

0.3,25

0.3,30

0.5,28

32

336,810

552,852

908,903

1154,984

13

336,810

414,860

444,884

616,908

684,950

756,950

784,960

856,960

884,985

912,985

972,1000

1140,1000

1154,984

1600,1750,1770

0.30

0.12

Un ejemplo de una sección (o perfil) vertical por el eje longitudinal de un pequeño glaciar se muestra en la Fig. 10.2.2.1-C.

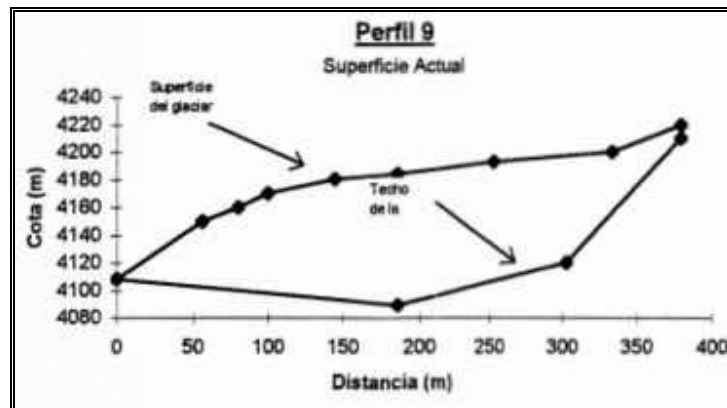


Fig. 10.2.2.1-C. Ejemplo de una sección vertical (o perfil) por el eje longitudinal de un pequeño glaciar, con una serie de puntos que definen la superficie, y cuatro puntos que definen la base del glaciar dividida en tres tramos rectos. El límite vertical de la derecha simula la rimaya del glaciar.

10.2.2.2. Parámetros para el análisis de estabilidad.

Considerando las propiedades del hielo, es virtualmente imposible que se produzcan en él fallas circulares como las que normalmente afectan a los materiales granulares. Los planos de falla en el caso de deslizamientos de glaciares son las interfases hielo-morrena de fondo y hielo-roca, en diversas combinaciones. Casos de deslizamientos catastróficos de glaciares, como aquel del Aparejo en el valle del Río Yeso en la Cordillera Central de Chile, y el del glaciar del Nevado Huascarán en la cordillera del Perú, siempre han ocurrido sobre la interfase en la base del glaciar. También parece ser el caso del aparentemente antiguo deslizamiento de parte del glaciar Rinconada Este en la cordillera del centro de Chile.

En el caso del deslizamiento del glaciar del Aparejo, y también en el de Huascarán, el límite de aguas arriba del material deslizado fue una importante fractura en tensión, incluyendo la "rimaya", fractura en tensión en la cabecera de los glaciares que separa el hielo sin movimiento (o muy pequeño desplazamiento por su reducido espesor) de aquel en deformación.

Considerando todo lo anterior, los parámetros empleados en los análisis de estabilidad deben comprender lo siguiente:

- (a) Densidad de los materiales en cada sección del glaciar, incluyendo, además del hielo y cuando corresponda: neviza, depósitos de nieve de avalanchas, detritos rocosos como en glaciares de roca, y eventuales sobrecargas naturales o antrópicas.
- (b) Áreas de las secciones verticales analizadas del glaciar, con la mejor información de espesor del glaciar.



(c) Ángulo de fricción interna de hielo, aproximadamente 38° . En esto se supone que el hielo del glaciar se comporta en intervalos breves de tiempo como un material rígido, con un ángulo de fricción interna de 38° .

(d) En el caso dinámico, emplear las aceleraciones sísmicas adecuadas al área (o según recomendación de la norma, chilena u otra, de diseño antisísmico para el área en particular), por ejemplo y 0,2 g. También es un caso dinámico cuando obras cercanas a los glaciares emplean explosivos, produciendo microsismos con aceleración de partículas. En todo caso estos microsismos suelen ser poco relevantes y muy localizados, con aceleraciones al nivel de glaciares cercanos probablemente inferiores a 0,01 g incluso cuando se disparan toneladas de explosivos.

(e) Presiones de poros de variado valor en cada caso analizado (cada perfil), según antecedentes de niveles freáticos en el glaciar provenientes de observaciones como: la existencia de lagunas en la superficie del glaciar, grietas en el glaciar con agua, agua en sondajes o pozos en el hielo, u otros.

(f) Parece correcto suponer que el fallamiento ocurre en los planos basales. También se puede suponer que la rimaya es una falla vertical preexistente, sin cohesión.

(f) Cohesión (en kg/cm^2) y ángulo de fricción interna del material en el plano de falla bajo el glaciar, según las características geotécnicas del material (compuesto de morrena de fondo y/o roca, o diversas proporciones de estos).

10.2.3 Características geotécnicas del material bajo un glaciar.

En las masas rocosas los valores de cohesión varían desde algo menos de 10 Mpa, hasta algunas decenas de Mpa, y los ángulos de fricción normalmente exceden de 20° . En materiales no consolidados, como lo son las morrenas de fondo, estos valores se reducen drásticamente. Con ello, también, se reduce la estabilidad general de un glaciar. Por ello, en los análisis de estabilidad general de glaciares es de primordial relevancia evaluar apropiadamente la eventual presencia de una morrena de fondo, y la extensión de ella.

Hasta la fecha, en Chile se han realizado más de 120 sondajes que alcanzaron la base del glaciar y el material subyacente, el basamento rocoso o una morrena de fondo, en glaciares de hasta algo más de 100 m de espesor. Adicionalmente, cortes de bancos, realizados por la minería, han expuesto la morrena de fondo bajo glaciares en centenares de metros de extensión. Todas estas observaciones permiten evaluar la morrena de fondo en estos glaciares, como sigue:

- ❖ La morrena de fondo es un material detrítico originado esencialmente por la erosión en la base de todo el glaciar, pero que normalmente se evidencia en el lecho de los glaciares aguas abajo de la línea de equilibrio, donde las velocidades de deslizamiento (en glaciares templados) se reducen y el espesor de este material aumenta.
- ❖ Las morrenas de fondo tienen hasta 2,5 m de espesor, medidas en glaciares cuyos espesores máximos exceden levemente el centenar de metros.
- ❖ La granulometría de estas morrenas es del orden de 10 a 20% de finos, 30 a 40% de arenas y 50 a 60% de gravilla y gravas.
- ❖ El material está siempre húmedo o saturado, debido al agua proveniente de la fusión de hielo suprayacente, o que se infiltra desde la superficie del glaciar. Esta agua escurre lentamente y lava parte de los materiales finos en la morrena de fondo.
- ❖ El material está permanentemente sometido a cargas diversas, horizontales y verticales, originadas por la también permanente deformación del hielo del glaciar.



- ❖ En las prominencias rocosas mas abruptas del techo del basamento rocoso, la base del glaciar está ocasionalmente en contacto directo con la roca, mientras que la morrena de fondo se acuña contra este contacto. En las prominencias rocosas de relieve suave, subsiste la morrena de fondo entre el basamento rocoso y la base del glaciar.

Considerando nuestras observaciones en sondajes y cortes de bancos, se han estimado las proporciones de la base de un glaciar que se apoya en roca, según la pendiente del basamento rocoso, como se muestra en la Tabla 10.2.3-A.

Tabla 10.2.3-A. Proporción de la base del glaciar apoyada en roca basal, según pendientes del techo de la roca y la zona de balance de masa del glaciar. La diferencia corresponde a la proporción de la base del glaciar con intercalación de material de morrena de fondo en la interfase glaciar - techo de roca.

PENDIENTE DEL TECHO ROCOSO	PROPORCIÓN DE LA BASE DEL GLACIAR APOYADA EN ROCA
ZONA DE ABLACION : 0° -	Sin contacto con la roca basal
ZONA DE ABLACION: 20° -	10% en contacto con roca basal
ZONA DE ABLACION: 27° -	50% en contacto con roca basal
ZONA DE ABLACION: > 80°	>75% en contacto con roca basal
ZONA DE ACUMULACIÓN	100% en contacto con roca basal

Considerando la distribución de apoyo del hielo en la base del glaciar en superficies de roca y de morrena de fondo, y las propiedades de extremadamente baja cohesión y ángulo de fricción interna de la morrena de fondo, una caracterización general promedio de los valores de cohesión y ángulo de fricción interna en la base del glaciar se muestran en la Tabla 10.2.3-B.

Tabla 10.2.3-B. Características geotécnicas medias del material en el lecho del glaciar, según la pendiente del lecho y la zona del glaciar.

PENDIENTE DEL TECHO ROCOSO	PROPIEDADES GEOTÉCNICAS	
	Cohesión (kg/cm2)	Angulo de fricción interna
ZONA DE ABLACION : 0° -	0,1	11°
ZONA DE ABLACION: 20° -	10	14°
ZONA DE ABLACION: 27° -	50	25°
ZONA DE ABLACION: > 80°	75	31°
ZONA DE ACUMULACIÓN (TODA LA ZONA)	100	38°

10.2.4 Resultados de los análisis de estabilidad.

Los análisis de estabilidad se realizan en perfiles longitudinales, a lo largo del glaciar a analizar. Para trazar los perfiles se priorizan líneas en las cuales existe mejor calidad de datos de

profundidad al basamento rocoso (sondajes, perfiles gravimétricos, etc), y se seleccionan líneas orientadas hacia la dirección de flujo del glaciar.

En estos mismos perfiles se debe considerar dos o mas situaciones con diferentes pendientes en la base, cortes o bancamiento del glaciar, pendientes superficiales, etc. En la Fig. 10.2.4-A, se muestran ejemplos de diversos perfiles empleados para el análisis de estabilidad de glaciares.

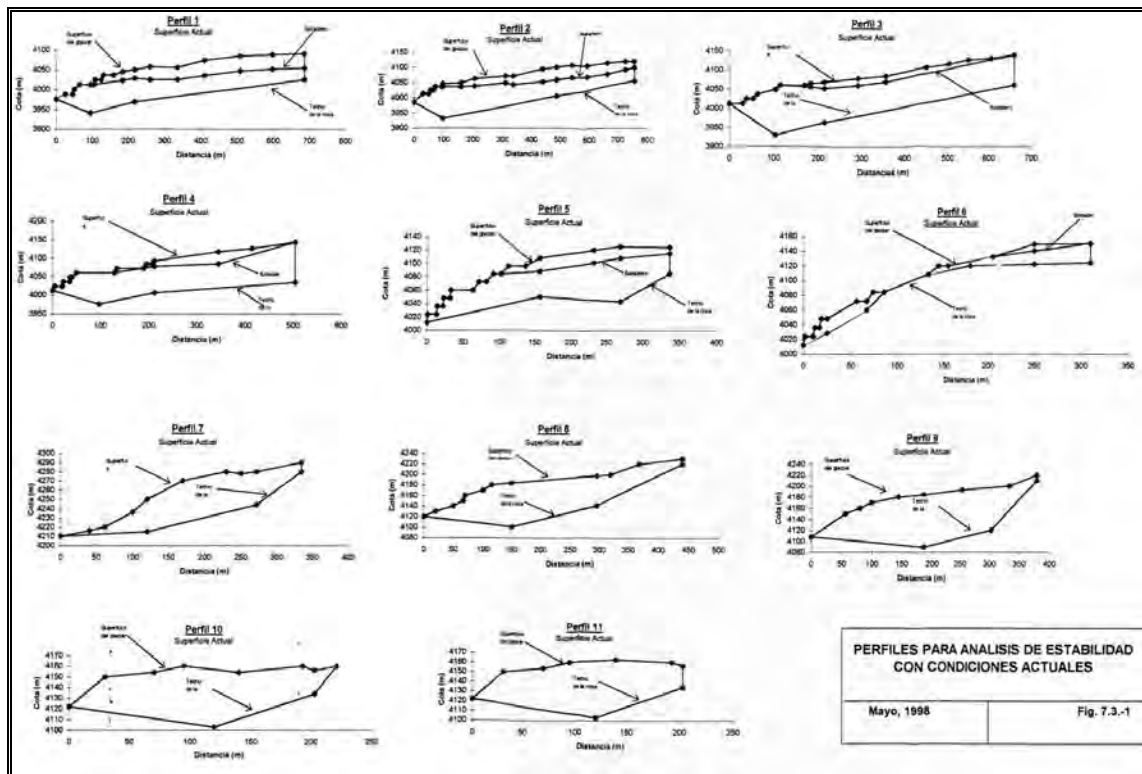


Fig. 10.2.4-A. Perfiles de estabilidad.

En el ejemplo de análisis se utilizaron dos situaciones para cada perfil, se consideraron dos alternativas:

- una denominada "normal" que emplea los valores de cohesión y ángulo de fricción interna definidos según las pendientes del terreno y las posiciones de las zonas de acumulación y ablación del glaciar y
- una alternativa denominada "extrema", en la cual se presume la existencia de una morrena de fondo en toda la base del glaciar, con valores únicos de cohesión de 0,1 kg/cm² y ángulo de fricción interna de 11°.

Además, para cada una de las alternativas, "normal" o "extrema", se analizan dos casos, un caso estático y con la presión de poros estimada como comúnmente existente en los glaciares, y otro caso con presiones de agua consideradas máximas posibles y con aceleración sísmica de 0,2 g.



En la Tabla 10.2.4-A se resumen los resultados de los análisis de estabilidad de ejemplo, expresados como factores de seguridad. En estos resultados de ejemplo, los perfiles resultan muy estables en condiciones normales estáticas, y también en condiciones dinámicas y con presiones de poros altas. Si embargo, la mayoría de estos perfiles muestran factores de seguridad bajo 1 si se suponen las condiciones "extremas", en particular en el caso dinámico. El hecho que en el caso extremo muchos de los factores de seguridad se encuentren bajo 1.0 incluso en condiciones estáticas y normales de agua, indica que esta situación probablemente no ocurre, vale decir, no es real presumir que todo el glaciar se apoya sobre una base constituida principalmente por morrenas de fondo.

Tabla 10.2.4-A. Factores de Seguridad en los perfiles.

PERFIL	SITUACION	FACTOR DE SEGURIDAD	ÁREA (m ²)
PERFIL # 1	Normal Estática	>10	50022
	Presión y Sismo	>10	
	Extremo	1.57	
	Presión y Sismo Extremo	0.69	
PERFIL # 2	Normal Estática	>10	67279
	Presión y Sismo	9.74	
	Extremo	1.4	
	Presión y Sismo Extremo	>0,5	
PERFIL # 3	Normal Estática	>10	57971
	Presión y Sismo	>10	
	Extremo	1.68	
	Presión y Sismo Extremo	1.12	
PERFIL # 4	Normal Estática	>10	39570
	Presión y Sismo	7.68	
	Extremo	1.87	
	Presión y Sismo Extremo	0.75	
PERFIL # 5	Normal Estática	>10	18375
	Presión y Sismo	7.38	
	Extremo	2.2	
	Presión y Sismo Extremo	0.94	
PERFIL # 6J	Normal Estática	>10	1330
	Presión y Sismo	>10	
	Extremo	0.32	
	Presión y Sismo Extremo	0.24	
PERFIL # 6L	Normal Estática	>10	3138
	Presión y Sismo	4.76	
	Extremo	4.8	
	Presión y Sismo Extremo	0.94	
PERFIL # 7	Normal Estática	>10	9123
	Presión y Sismo	>10	
	Extremo	0.74	
	Presión y Sismo Extremo	0.44	



PERFIL	SITUACION	FACTOR DE SEGURIDAD	ÁREA (m ²)
PERFIL # 8	Normal Estática	>10	22089
	Presión y Sismo	>10	
	Extremo	0.74	
	Presión y Sismo Extremo	0.29	
PERFIL # 9	Normal Estática	>10	24532
	Presión y Sismo	>10	
	Extremo	0.7	
	Presión y Sismo Extremo	0.28	
PERFIL # 10	Normal Estática	>10	7848
	Presión y Sismo	>10	
	Extremo	1.25	
	Presión y Sismo Extremo	1.26	
PERFIL # 11	Normal Estática	>10	8353
	Presión y Sismo	>10	
	Extremo	1.16	
	Presión y Sismo Extremo	0.48	

10.2.5 Evaluación de incidencia de los parámetros en los resultados de estabilidad.

Con el propósito de evaluar el riesgo en la incertidumbre de los parámetros empleados, se puede realizar un análisis de estabilidad variando paulatinamente los parámetros de mayor incidencia en el cálculo de estabilidad. Para ello, se muestra un ejemplo realizado con la variación de los parámetros, y calculamos el factor de seguridad ante combinaciones de estos parámetros. El resultado de este ejercicio se muestra en la Tabla 10.2.5-A. a continuación.

Tabla 10.2.5-A. Factores de seguridad con diversas alternativas de razón de presión de poros aceleración sísmica, y valores de cohesión (c) y ángulo de fricción interna (ϕ) uniformes en la base del deslizamiento.

RAZON DE PRESION DE POROS	ACELERAC. SISMICA (g)	c = 0,1 kg/cm ² $\phi = 11^\circ$	c = 10 kg/cm ² $\phi = 14^\circ$	c = 50 kg/cm ² $\phi = 25^\circ$
0,22	0,00	1,41	5,09	>10
	0,05	1,20	4,22	>10
	0,10	1,06	3,61	>10
	0,15	0,97	3,15	>10
	0,20	0,49	2,80	>10
0,30	0,00	1,35	5,01	>10
	0,05	1,15	4,15	>10
	0,10	1,03	3,55	>10
	0,15	0,94	3,10	>10
	0,20	0,47	2,76	>10



RAZON DE PRESION DE POROS	ACELERAC. SISMICA (g)	c = 0,1 kg/cm ² $\phi = 11^\circ$	c = 10 kg/cm ² $\phi = 14^\circ$	c = 50 kg/cm ² $\phi = 25^\circ$
0,40	0,00	1,28	4,91	>10
	0,05	1,10	4,07	>10
	0,10	0,99	3,48	>10
	0,15	0,92	3,04	>10
	0,20	0,87	2,70	>10
0,50	0,00	1,22	4,81	>10
	0,05	1,06	3,99	>10
	0,10	0,96	3,41	>10
	0,15	0,89	2,99	>10
	0,20	>0,5	2,65	>10
0,60	0,00	1,56	4,71	>10
	0,05	1,01	3,91	>10
	0,10	0,93	3,34	>10
	0,15	0,88	2,92	>10
	0,20	<0,5	2,60	>10

Del ejemplo anterior, se pueden extraer los siguientes resultados de la Tabla 10.2.5-A y extendiendo estos a condiciones de pendientes basales mayores, son las siguientes:

- (a) donde no existe una morrena de fondo, no existe el riesgo de un deslizamiento catastrófico, aún en condiciones extremas de presión de poros y de aceleración sísmica,
- (b) condiciones altas o extremas de presión de poros pueden dar origen a deslizamientos, aún en condiciones estáticas,
- (c) en condiciones de presión de poros medianamente altas, riesgos de deslizamientos comienzan a producirse con sismos de mediana magnitud (Richter 5 a 6).

La recurrencia de condiciones climáticas capaces de producir presiones de poros extremadamente altas requieren precipitaciones líquidas o nevadas de nieve temperada, intensas, acumulando mas de 5 gramos/cm², vale decir lluvias cálidas en verano, o nevadas de verano con más de 25 cm de nieve, y luego la isoterma de 0°C a varios cientos de metros sobre la cota de la hoya, con rápida fusión de la nieve. Estas condiciones climáticas ocurren en la cordillera central, aproximadamente cada 8 a 10 años, durante un período de 2 días.

La recurrencia de aceleraciones de 0,2 g en la zona de la cordillera central es de aproximadamente 80 años, en un evento sísmico de magnitud 7 o superior. La duración de este evento es del orden de un minuto o menos.



11 LA INTERVENCIÓN Y MANEJO DE GLACIARES.

11.1 TIPOS DE INTERVENCION.

La preocupación por los glaciares como fuentes y reservas de agua, y por varias otras de sus características, ha surgido solo muy recientemente, en Chile y en el mundo, virtualmente en los últimos años. Solo un par de décadas atrás el desarrollo de técnicas para intervenir glaciares y desarrollar proyectos era ensalzado, en Chile y en el extranjero, como un éxito tecnológico.

Ejemplo de lo anterior es, entre otros, la alabanza internacional que produjo el año 1969 el logro en Chile de incrementar, económicamente y de manera significativa, la producción de agua desde un glaciar mediante el aumento por medios artificiales de la fusión de hielo en la superficie de un glaciar blanco, para así aportar aguas a los ríos en años extremadamente secos. O el logro en Noruega, a finales de la década de los '80, de la captura mediante túneles sub-glaciales del agua que escurre en la base de algunos glaciares, para suministrar recursos hídricos a un desarrollo hidroeléctrico. O la remoción, en Chile y desde la década de los '80, de grandes masas de hielo para abrir rajes mineros, inicialmente alabada como un gran logro de la ingeniería.

En ninguno de los casos arriba citados hubo una especial preocupación por el efecto de las intervenciones sobre los glaciares en cuanto a preservar las masas de hielo, reflejando ello la común actitud de las autoridades, la comunidad científica y el público en general, tanto nacional como internacional. Esta percepción de la intervención de glaciares ha cambiado en años recientes, manifestándose, entre otros, ante: (a) el deterioro ambiental causado por el pobre diseño de la intervención de un glaciar en un proyecto minero en la República de Kirgistan, (b) en Chile, por la no autorización (en meses recientes) por parte de CONAMA a una empresa minera, para intervenir glaciares insuficientemente conocidos, por lo que las consecuencias de estas intervenciones se estimaron que no eran adecuadamente previsibles, (c) en Indonesia, por el eventual efecto negativo del polvo levantado en una operación minera, sobre algunos pequeños glaciares ecuatoriales cercanos a ella, (d) en Alemania, por el efecto – no analizado – de proteger una parte pequeña de un glaciar, importante para el desarrollo turístico de la región, cubriéndolo con material reflectante a la radiación solar.

Es necesario aceptar que la percepción de la población respecto a la intervención en los recursos naturales cambia con el tiempo, y seguirá modificándose, con la clara tendencia a la protección de estos y a la regulación de las intervenciones. Hoy no son aceptables métodos que eran comunes en el pasado, tales como las quemas de bosques para abrir áreas vírgenes, la caza de ballenas en las costas chilenas, el abandono no regulado de faenas mineras, la extracción de aguas hasta secar temporalmente cursos de agua, etc., etc.. También debe aceptarse que la intervención no regulada de glaciares es mayoritariamente rechazada por la población, por lo cual su regulación será cada vez más efectiva.

Es posible afectar un glaciar de diferentes maneras, por ejemplo:

- a) Con un contacto directo, que implique cambios en la masa del glaciar (como remociones de parte del glaciar, hundimientos, depósitos sobre el glaciar o rellenos en sus márgenes), o



- cambios en el movimiento del glaciar. Estos efectos sobre el balance de masa, o sobre el movimiento, del glaciar afectado deben evaluarse.
- b) Modificación de las características de la superficie de un glaciar, como por ejemplo su color, albedo, temperatura, u otros. Modificaciones de este tipo se han ensayado en el pasado para inducir una mayor tasa de fusión y obtener un mayor recurso hídrico, y más recientemente para reducir la tasa de fusión de la superficie de un glaciar.
 - c) Modificaciones en el relieve del entorno del glaciar, de modo que se modifica la alimentación de nieve. Por ejemplo alterando el relieve en el entorno del glaciar de modo que modifiquen sendas de avalanchas que acumulan depósitos de nieve en el glaciar, o alterando el relieve de manera tal que se modifique el régimen de transporte y depositación eólica de nieve sobre el glaciar .
 - d) Cambios en cursos de agua que llegan al glaciar (como, por ejemplo, drenes o desvíos), y que alteran las condiciones de agua (en caudal, temperatura o presión) en la base de un glaciar, o en su superficie. Esto produce cambios en las velocidades de desplazamiento del glaciar y, por lo mismo, cambios en el balance de masas. Estos efectos deben evaluarse con mediciones de velocidades de desplazamiento del glaciar y con modelos de movimiento.
 - e) Grandes tronaduras pueden inducir aceleraciones sísmicas en grado tal que afecten la estabilidad general de un glaciar cercano a ellas. Este efecto debe evaluarse con un análisis de estabilidad del glaciar que incluya, entre otros, una estimación de las características del material en la base del glaciar, una estimación de las aceleraciones sísmicas naturales y antrópicas en el área, y las condiciones mínimas hasta máximas de saturación por agua de la masa del glaciar.
 - f) El polvo levantado durante la construcción de las obras de un proyecto puede depositarse en un glaciar cercano y afectar el albedo de la superficie blanca del glaciar, induciendo una tasa de fusión del hielo o neviza mayor que la normal, y afectar así el balance de masas (balances de hielo, calórico e hídrico) de un glaciar. También debe considerarse que la superficie de los glaciares, en particular de la cordillera del centro de Chile, suele no ser realmente blanca (se trata de glaciares “grises” con una abundante cubierta parcial, aunque tenue, de material detrítico), fácilmente visible en las fotografías aéreas y otras imágenes de los glaciares del área. Esta cantidad de detrito natural presente en la superficie de los glaciares suele ser, en órdenes de magnitud, considerablemente mayor que el eventual polvo que pudiera originarse en obras, y debe evaluarse.
 - g) Obras mayores, como la construcción de grandes embalses de agua, pueden tener la capacidad de modificar el microclima local a grado tal de afectar el balance de masas de los glaciares en el área de influencia. Un estudio que evalúe estas modificaciones comprende la cuantificación de dos grandes variables: (i) el eventual cambio climático producido por las obras, y (ii) el balance de masa (energético, de hielo e hídrico) de un glaciar. Esto requiere de mediciones de parámetros meteorológicos en el entorno del glaciar y, entre otros, la instalación de al menos una estación meteorológica en el glaciar mismo.
 - h) Obras de un proyecto que podrían producir algún cambio en el microclima local, pueden alterar significativamente el régimen hidrológico aguas abajo del frente del glaciar, el cual suele estar dominado por un humedal natural constituido por las numerosas ramificaciones y lagunitas que originan las aguas que emergen del glaciar.

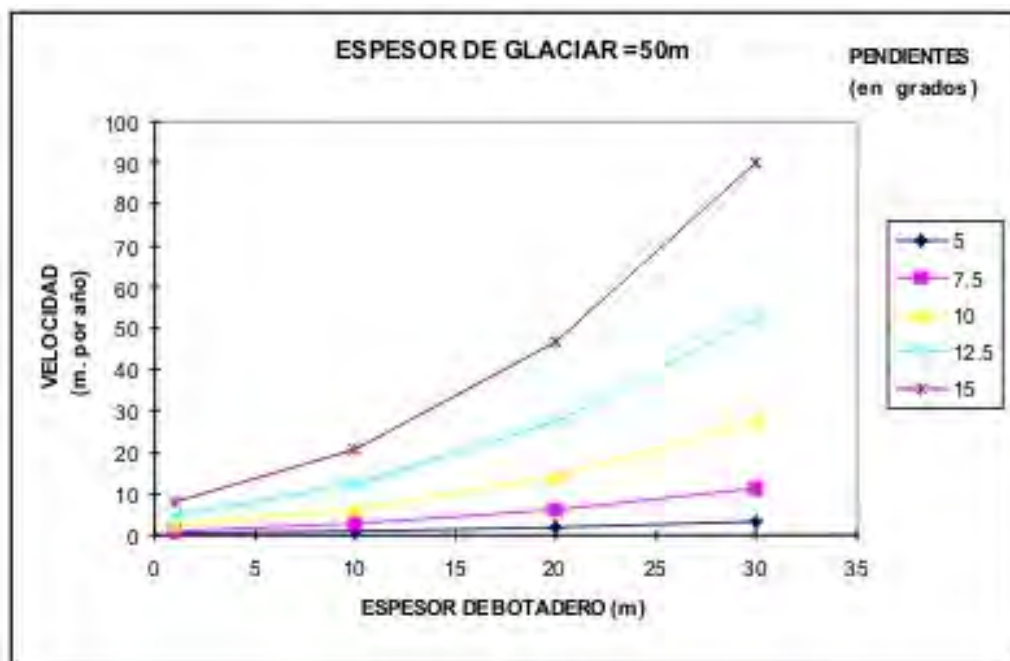
El estado general de reducción de masas en que se encuentran los glaciares blancos, desde las regiones polares a los trópicos, se atribuye a cambios climáticos globales. Estos cambios ocurrieron,

esencialmente, por causas naturales hasta la revolución industrial del siglo XIX; desde entonces, se agregan efectos de la actividad humana (principalmente el aumento de los gases “invernadero”), aunque en muchos casos este efecto no está totalmente, o adecuadamente, cuantificado y caracterizado.

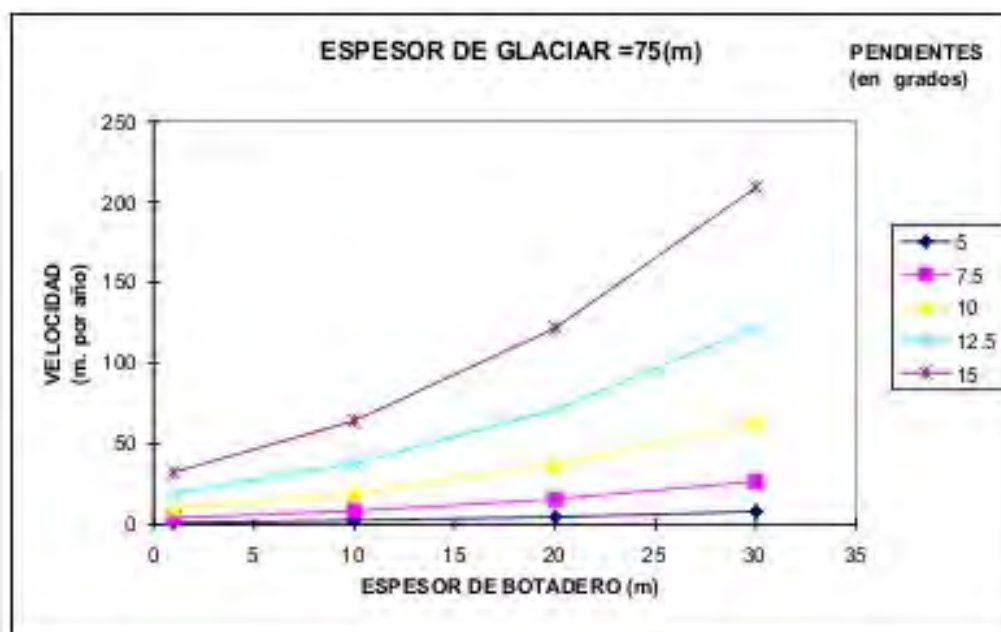
A modo de ejemplo de lo anterior, aún nadie ha determinado el efecto sobre los glaciares blancos de la cordillera del centro de Chile que produce el “smog” originado en la mega urbe de Santiago y del humo de las quemas agrícolas e incendios forestales, aunque es evidente (incluso a simple vista) que esta contaminación alcanza hasta la cota de los glaciares. ¿Cuánto del retroceso de los glaciares en la cordillera del centro de Chile es debida no a causas naturales sino a contaminaciones y cambios climáticos inducidos por la sola presencia y actividades del hombre? No existe aún una respuesta, pero sí sabemos que ello afecta de diversas maneras, y siempre de manera negativa para los glaciares, el balance de masas de los glaciares, incluyendo en este concepto el balance de hielo, el balance calórico y el balance hídrico.

11.2 EFECTOS DE CARGAS EMPLAZADAS SOBRE GLACIARES.

El emplazamiento de cargas voluminosas en la superficie de un glaciar de cualquier tipo, como por ejemplo la disposición de estéril proveniente del rajo de la mina, modifica drásticamente todos los parámetros del glaciar. La carga adicional acelera la deformación de la masa de hielo (ver ejemplo de cambios de velocidades en figs. 11.2-A y B), vale decir las velocidades de deformación y movimiento se incrementan. Las mayores velocidades de deformación incrementan la fusión basal por la mayor velocidad de deslizamiento.



Figs. 11.2-A. Velocidades en superficie que producen diversos espesores de cargas como botaderos, sobre un glaciar de 50 m de espesor con variadas pendientes en la base; compárese con espesor 0 de botadero.



Figs. 11.2-B. Velocidades en superficie que producen diversos espesores de cargas como botaderos, sobre glaciares de 75 m de espesor con variadas pendientes en la base; compárese con espesor 0 de botadero.

La nueva carga altera sustancialmente el balance masas, reduciendo fuertemente la ablación superficial en la Zona de Ablación del glaciar. Si se trata de un glaciar de roca y si la carga es de un material detrítico, la cubierta adicional reduce aún más la fusión del hielo infrayacente (excepto en sectores donde el calor producido por la lixiviación bacteriana ayuda el proceso de fusión superficial). Si la carga se hace en la Zona de Acumulación de un glaciar, ella será cubierta por nuevos mantos de nieve invernal y se incorporará a la masa del glaciar como una de las impurezas internas que luego aflorarán en la Zona de Ablación.

Los cambios en el régimen de ablación-alimentación del glaciar modifican la posición de la Línea de Equilibrio de masas y el perfil de equilibrio de la superficie del glaciar. Con cargas cuyo efecto neto es de proteger el hielo infrayacente, normalmente se produce un avance del frente glaciar debido al nuevo perfil de equilibrio de masas que origina la carga (hay menor pérdida de hielo en el área original de la Zona de Ablación). Esto ha sido una experiencia constante en todos los glaciares afectados por cargas significativas relacionadas con operaciones mineras (experiencias en Chile y en Kazajtán).

La mayor velocidad basal debida a la nueva carga aumenta la fricción y la producción de agua en la base del glaciar, lo cual a su vez origina mayores velocidades, en un proceso que es interactivo y cuyo límite (y la estabilidad del glaciar) queda solamente definido por las rugosidades en la base del glaciar. Se modifica el campo de esfuerzos en el glaciar y con ello, entre otros, el sistema de fracturas, el relieve de la superficie glaciar, la permeabilidad de la masa del glaciar y el nivel freático en el glaciar. Se alteran las condiciones generales de estabilidad de la masa glaciar, modificando las densidades medias por sectores del glaciar, la distribución y magnitud de las cargas, y la razón de presión de poros (o presión de poros) debido a las nuevas condiciones de producción de aguas de fusión del hielo.



12 ANTECEDENTES QUE DESCRIBEN LA LÍNEA DE BASE DE UN GLACIAR.

12.1.1 Aspectos generales.

El describir la línea de base de un glaciar implica describir el ambiente climático que da origen al glaciar, los glaciares del entorno vecino (el inventario de glaciares en la cuenca), y el glaciar mismo.

Un programa general de captura de información para la Línea de Base de glaciares, o de glaciares de roca, se señala a continuación. El objetivo de este programa es el de lograr un nivel de conocimiento al menos regular respecto al glaciar objeto del estudio. Evidentemente, y atendiendo a lo señalado en capítulos previos, como el balance de masa de un glaciar y su movimiento, las observaciones deben realizarse a lo largo de, a lo menos, un año.

12.1.2 Información básica del entorno.

A. Cartografía e imágenes.

- a) Obtener fotografías aéreas recientes (5 años antigüedad como máximo), obtenidas a fin del verano con mínimo de nieve, de toda la subcuenca de alta montaña, valle, o quebrada en que se ubica el glaciar. De calidad tal que permita restituciones aerofotogramétricas de escala 1:10.000 si es que esta topografía no existe.
- b) Confeccionar plano topográfico con las imágenes fotográficas geo-referenciadas. En sustitución de fotografías aéreas pueden emplearse imágenes satelitales de alta resolución.
- c) Confeccionar cartografía de escala 1:10.000 de toda la subcuenca de alta montaña, valle o quebrada en que se encuentra el glaciar.

B. Clima.

- a) Si no existe, instalar una estación nivo-meteorológica completa en la cuenca de montaña, valle o quebrada en que se ubica el glaciar, pero fuera de este; ubicada idealmente a cota similar a la de la Línea de Equilibrio del glaciar y, en todo caso, a cota no menor que unos 500 m. aproximadamente por debajo de la cota inferior del frente del glaciar. Registro mínimo: un año continuo. Tipo de registros: datos diarios.
- b) Describir el clima del área. Utilizar para ello datos nivo-meteorológicos. Clasificar el clima, según:
 - i. Sistema basado en masas de aire y zonas frontales. Indicar grupo y tipo.
 - ii. Sistema Köppen-Geiger. Indicar tipo.
- c) Proporcionar toda la información en formato digital.
- d) Recopilar antecedentes de otras estaciones meteorológicas o fluviométricas en la región, que pueden ser de interés para el estudio del entorno del glaciar.

C. Catastro de glaciares del área.

- a) Confeccionar el catastro (o inventario) de todos los glaciares del área (sub-cuenca alta de montaña, o valle de montaña) en que se ubica el glaciar, según las recomendaciones de UNESCO o, por ejemplo, las normas Canadienses para el catastro de glaciares. Utilizar



fotos aéreas georeferenciadas, imágenes satelitales de alta resolución, o trabajos de terreno. Utilizar la cartografía de escala 1:10.000 o mejor.

- b) Presentar un plano de ubicación de glaciares, con la base topográfica empleada.
- c) Presentar para cada glaciar, la hoja de datos según instrucciones para la confección del catastro de glaciares

12.1.3 Extensión, espesor y volumen del glaciar.

- a) Mostrar en un plano de escala 1:5.000 o mejor, la extensión del glaciar. Con fotografía aérea, o imagen satelital de alta resolución, sobrepuesta (previa georeferenciación y ortorectificación de la imagen).
- b) Mostrar en un perfil longitudinal por el eje del glaciar, el espesor del glaciar. Si hay lenguas coalescentes, mostrar tantos perfiles como lenguas.
- c) Mostrar el espesor del glaciar en a lo menos tres perfiles transversales. En glaciares mayores uno por la Línea de Equilibrio, otro por el medio de la Zona de Acumulación, y otro por el medio de la Zona de Ablación.
- d) Ejecutar a lo menos un sondeo a través de todo el glaciar, alcanzando la morrena de fondo o la base rocosa. Calibrar los perfiles con el dato de sondeo.
- e) Apoyar todos los perfiles longitudinales y transversales con exploración geofísica (por ejemplo GPR, sísmica, gravimetría, etc.). El método de exploración debe ser el apropiado para el tipo de glaciar que se investiga. Pasar algunos perfiles por el punto de sondeo y calibrar estos.
- f) A partir de los datos de extensión y de perfiles de espesor del glaciar, calcular el volumen total del glaciar. En este se incluye el hielo de la base del glaciar con detritos incorporados (también llamado “morrena” basal), pero no la morrena de fondo sin hielo. Se debe incluir el detrito superficial en los glaciares de roca.

12.1.4 Definición del tipo de glaciar.

- a) Clasificación morfológica del glaciar – en base a antecedentes de fotos aéreas, imágenes satelitales de alta resolución, o trabajos de terreno. Utilizar normas UNESCO o de Canada.
- b) Temperatura de la masa de hielo, en profundidad. Los glaciares se clasifican como: de hielo temperado, de hielo frío, o politérmicos.
- c) Medir y registrar temperatura en cada uno de los glaciares que se analizarán. Esto se puede realizar en sondeos perforados hasta la base de los glaciares e insertando aproximadamente 5 a 6 sensores de temperatura en cada sondeo, a diferentes cotas. Las temperaturas deben controlarse a lo menos mensualmente, y registrarse diariamente en un almacenador de datos (data-logger).

12.1.5 Estratigrafía del glaciar.

- a) Estratigrafía del glaciar (esencialmente la proporción de hielo-detrito en el núcleo del glaciar, y en la morrena basal, y de ser posible, acumulaciones anuales).
- b) Describirla a partir de antecedente obtenido de muestras de sondeo (eventualmente algunos pozos profundos), inclusive del material sub-glacial (morrena de fondo).
- c) Debe realizarse la descripción estratigráficas en al menos un sondeo en cada glaciar.



- d) Para lo anterior pueden utilizarse los mismos sondeos realizados para luego registrar las temperaturas en profundidad en el glaciar.
- e) En un glaciar de roca, o en un glaciar blanco parcialmente cubiertos por detritos rocosos, debe hacerse una descripción de la estratigrafía del detrito rocoso superficial hasta alcanzar el hielo. Obtener este antecedente de, a lo menos, 3 pozos excavados en el detrito rocoso superficial.

12.1.6 Balance de masa.

12.1.6.1. **Balance de hielo.**

12.1.6.1.1 En la superficie del glaciar.

- a) Medirse en una red de puntos en cada glaciar, según recomendaciones de UNESCO.
- b) El número mínimo de puntos (P) en cada glaciar debe ser del orden de $P = 7 + S \times 0,5$, donde S es el número de hectáreas que cubre la superficie del glaciar.
- c) Los puntos deben distribuirse de manera que representen equitativamente a todos los sectores del glaciar, y que eviten sendas de avalanchas.
- d) Las observaciones de nieve o hielo en la red de puntos debe ser realizada a lo menos 3 veces por año (mitad del invierno con máxima acumulación de nieve, fin del invierno y fin del verano antes de nuevas precipitaciones).
- e) Los puntos deben ser marcados con estacas o torres, de manera que subsistan de un verano a otro. En el caso de penitentes, utilizar marcos dispuestos de manera perpendicular a la dirección de los penitentes.
- f) En los glaciares de roca cavar el detrito superficial, insertar estaca con sonda para hielo, y restituir el detrito.
- g) En cada punto, mientras persista nieve de la temporada, controlar las acumulaciones (espesor, densidad, cristales, gradiente de temperatura, estratigrafía y resistencia mecánica, en el manto de nieve). En hielo controlar cambios de altura de la superficie en las estacas, y densidad. En puntos con cubierta de detritos sobre el hielo, controlar descenso de la superficie del detrito, al menos tres veces mientras subsiste el manto de nieve. Realizar el balance de masas de glaciares anualmente, durante toda la vida del proyecto minero.
- h) Calcular el balance de masa en términos estacionales y anuales. Mostrar en un plano la posición de la Línea de Equilibrio en el glaciar, e indicar áreas de las zonas de acumulación y ablación. En glaciares pequeños, sin distinción de zonas, indicar solamente si se trata de un año positivo o negativo.
- i) Según datos meteorológicos regionales, indicar la probabilidad de ocurrencia, en término de montos de precipitación, del año en el cual se realiza el balance de masas

12.1.6.1.2 En la base del glaciar.

- a) En la base del glaciar, estimar la pérdida de hielo según datos del balance calórico en la base del glaciar.
- b) Calcular el balance en términos anuales.



12.1.6.2. Balance calórico.

12.1.6.2.1 En la superficie del glaciar.

- a) Instalar a lo menos una estación meteorológica automática en el glaciar (preferentemente en el centro del glaciar) para recolectar los datos necesarios para realizar el balance calórico en la superficie del glaciar durante el verano. Durante el invierno, si se mantiene la estación, esta debe ubicarse en sitios libres de peligros de avalanchas; si no se mantiene, extrapolar datos desde estación nivo-meteorológica fuera del glaciar.
- b) La estación meteorológica debe recolectar datos cada hora a lo menos.
- c) Los datos a recolectar en la estación meteorológica en el glaciar deben ser, a lo menos, los siguientes:
 - i. Temperatura del aire a 3 niveles, entre 0,5 y 4 m por sobre la superficie de nieve o entre 0,1 y 4 m por sobre punta de penitentes (para obtener gradiente con la altura por sobre un piso).
 - ii. Velocidad del viento a 3 niveles (idem anterior)
 - iii. Dirección del viento (idem anterior).
 - iv. Presión atmosférica.
 - v. Humedad relativa.
 - vi. Radiación en onda corta incidente.
 - vii. Radiación en onda corta reflejada.
 - viii. Radiación en onda larga incidente.
 - ix. Radiación en onda larga emitida por la superficie.
 - x. Distancia a superficie de nieve o hielo (para evaluar depósitos de nieve fresca y tasas de ablación), normalmente es un sensor de altura de nieve.
 - xi. Evaporación, con evaporímetro tipo Piche o similar, o con medición de masa en una balanza.
 - xii. Condensación sobre la superficie de hielo o nieve (evaluada de otros parámetros y medida ocasionalmente durante la temporada, con balanza).
 - xiii. Precipitación líquida y nival (con pluviógrafo-nivógrafo de boca ancha, altura de nieve en red de estacas, o sensor de altura de la superficie, y “colchón de nieve”).
- d) En los meses de invierno (si la estación se mantiene) agregar sensores de:
 - i. Gradiente de temperatura en el manto de nieve.
- e) En invierno variar la altura de los sensores para evitar que queden sepultados por la nieve.
- f) La gradiente de temperatura en la cubierta de detrito superficial (en glaciar de roca o en glaciar en transición), y sus variaciones, debe registrarse en al menos dos pozos en cada glaciar excavados hasta el contacto detrito-hielo, y habilitados con sensores de temperatura (4 a 6 sensores) colocados a diferentes profundidades y almacenador de datos (data-logger). Los pozos deben encontrar profundidades máximas y medias del detrito superficial sobre el hielo del glaciar. Los registradores de los pozos deben instalarse de manera de no ser afectados por eventuales avalanchas.
- g) En glaciares cubiertos parcialmente, o totalmente (glaciares de roca) por detritos rocosos en superficie, determinar conductividad térmica del detrito superficial.



- h) En glaciares cubiertos con detritos parcial o totalmente (glaciares de roca), calcular las tasas de fusión del hielo infrayacente utilizando los datos de gradiente de temperatura obtenidos de los pozos equipados con sensores de temperatura, de conductividad térmica y el aporte de calor a la superficie del detrito.
- i) Considerar los registros de nieve y meteorológicos de la estación nivometeorológica en la cuenca para establecer gradientes locales de parámetros meteorológicos y estimar balances calóricos en los glaciares en diferentes bandas altitudinales.
- j) Calcular los balances calóricos en cada glaciar al menos en términos semanales.
- k) Los balances calóricos deben evaluarse, a lo menos, durante un ciclo anual.

12.1.6.2.2 En la base del glaciar.

- a) En la base del glaciar, calcular el aporte de calor geotérmico con antecedentes de la gradiente geotérmica en el área.
- b) Calcular el aporte de calor por fricción en la base del glaciar según datos de velocidades de deslizamiento y carga por el peso de la columna de hielo más eventuales materiales detríticos incorporados en el hielo o transportados por este (datos que provienen de la estratigrafía y espesor del glaciar). Discriminar entre velocidades de deslizamiento en verano y velocidades en invierno.

12.1.6.3. **Balance hídrico.**

- a) Instalar una estación fluviométrica en el estero o río efluente (aunque sea solo estacional) del glaciar, en lugar seguro y lo más próximo a este. Instalar otra estación fluviométrica en el punto de descarga de la subcuenca de alta montaña, o valle, en que se encuentra el glaciar.
- b) Instalar un evaporímetro en la estación nivo-meteorológica ubicada en la sub-cuenca de alta montaña, o valle, en que se ubica el glaciar.
- c) Utilizar los registros de la estación nivo-meteorológica en la subcuenca o valle de montaña, de la estación meteorológica en el glaciar, y de las observaciones para el balance de hielo, para calcular el balance hídrico (incluido condensación y evaporación).
- d) Calcular el balance hídrico al menos en términos mensuales, incorporando todos los datos de fluviometría, nieve y meteorología del área.

12.1.7 Velocidad de movimiento y tensiones en el glaciar.

12.1.7.1. **En superficie.**

- a) Debe ser determinada en una red de puntos. Medir la red a lo menos 2 veces por año (inicio del verano y mediados de otoño o inicio de invierno).
- b) El número mínimo de puntos (P) en cada glaciar debe ser del orden de $P = 7 + S^{0,5}$, donde S es el número de hectáreas que cubre la superficie del glaciar.
- c) Diseñar la red de estacas y la posición de las estaciones de manera libre de las interferencias con otras operaciones en el glaciar, y marcar los puntos de manera tal de no ser alterados por avalanchas y que puedan ser ubicados tras la temporada invernal y la cubierta de nieve.



- d) La precisión de las coordenadas de los puntos en cada control debe ser mejor que ± 5 cm.

12.1.7.2. En la base del glaciar (velocidad de deslizamiento).

- a) Obtener información de velocidad de deslizamiento en la base del glaciar, en a lo menos 1 punto en el glaciar, cerca de su Línea de equilibrio, o parte central de mayor espesor.
- b) Hacerlo mediante un sondaje en cada punto, controlado el sondaje con inclinómetro y con control de la velocidad de desplazamiento del collar del sondaje en superficie (obtenida de mediciones con topografía de detalle).
- c) Realizar los controles con inclinómetro al momento de concluir el sondaje, luego a los 7, 15 y 30 días, y luego cada mes mientras la deformación del sondaje, y el clima, lo permitan.

12.1.7.3. Velocidad de deformación.

- a) Calcular la velocidad de deformación teórica en las estacas de velocidad, utilizando los datos de estratigrafía del glaciar, espesores y pendiente. Estimar velocidad de deslizamiento según observaciones.
- b) Comparar la velocidad en superficie con la suma de la velocidad de deformación + la velocidad de deslizamiento.

12.1.7.4. Tensiones en la superficie del glaciar.

- a) Evaluar el estado de las tensiones en la superficie del glaciar, instalando redes (cuadriláteros) de deformación de hielo (u otro método de medir deformación). Al menos tres redes en cada glaciar: una cerca de la Línea de Equilibrio, otra al medio de la Zona de Acumulación y otra al medio de la Zona de Ablación.
- b) Controlar la redes al menos tres veces cada año, al inicio, medio y término de la temporada de verano. Medir las deformaciones en los cuadriláteros con huincha de 100 m graduada al milímetro y empleando tensión uniforme en la huincha (ejemplo, 5 kg). Donde sea necesario, instalar soportes para la huincha en distancias no mayores que 10 m.
- c) Las longitudes en las redes debe medirse con precisión de ± 2 mm.

12.1.8 Estabilidad general del glaciar.

- a) Realizar un análisis de estabilidad general (ante la posibilidad de ocurrencia de deslizamiento catastrófico).
- b) Considerar condiciones meteorológicas (y niveles freáticos en el glaciar) extremas y aceleraciones sísmicas extremas, por separado y en conjunto. Indicar recurrencias de estos fenómenos.
- c) Evaluar para diversas condiciones de material en la base del glaciar (roca, morrena de fondo, otros). En esto es de primordial importancia evaluar las reales características geomecánicas de las morrenas de fondo, considerando su variada granulometría,



ausencia de cohesión, y presión de poros con saturación total de los glaciares (una situación que suele ocurrir en días calurosos). Para esto, extraer muestras de la morrena de fondo y ensayar en laboratorio (con altas presiones de agua y carga dinámica).

- d) Calcular el Factor de Seguridad resultante del cálculo de estabilidad.

12.1.9 Variaciones de los glaciares.

12.1.9.1. Variaciones recientes.

- a) Debe hacerse un completo estudio de las variaciones recientes de los frentes y márgenes de todos los glaciares, empleando todos los juegos de fotografías terrestres aéreas antiguas (las que deben ser georeferenciadas con la mejor topografía reciente) recopilables, y recientes o actuales. También, planos topográficos de diversa épocas.
- b) Deben instalarse puntos de registros fotográficos de terreno, en las vecindades del frente del glaciar pero suficientemente alejado como para no ser alterados por eventuales avances del glaciar. Desde estos puntos, deben tomarse registros fotográficos de los glaciares, al menos una vez cerca del fin del verano. Los puntos deben instalarse en sitios que no sean afectados por otras operaciones cerca del glaciar.
- c) Deben recopilarse y analizarse registros satelitales antiguos, que pueden contener imágenes de glaciares (de suficiente detalle) en sitios no cubiertos por fotografías aéreas.
- d) Debe hacerse un reconocimiento en terreno de formas y depósitos glaciales recientes.
- e) Comparar los diversos antecedentes (ejemplo, juegos de fotografías aéreas) y concluir respecto a las variaciones (de posición del frente y márgenes del glaciar, de espesor y de volumen).

12.1.9.2. Variaciones cuaternarias.

- a) Es importante entender la presencia y extensión de los glaciares en el pasado en la cuenca, y permitir proyecciones a futuro.
- b) Debe realizarse un estudio de geología glacial que involucre a todo el área de la subcuenca de alta montaña, o valle, en que se ubica el glaciar.
- c) El estudio debe mostrar la extensión actual de los diversos depósitos glaciales, ordenar estos por antigüedad (a lo menos relativa), intentar fechar los episodios glaciales del pasado, y las posiciones y estadios de los frentes glaciales en el pasado.
- d) En caso de ser necesario para un adecuado conocimiento, podría ser necesario extender el área del estudio a regiones vecinas.
- e) El estudio es necesario realizarlo una sola vez.
- f) La parte de trabajos de terreno debe realizarse en los meses de verano.
- g) Debe emplearse la mejor topografía existente, en lo posible de escala 1:10.000.

12.1.10 Biodiversidad.

El propósito del estudio es el de obtener el conocimiento básico del eventual sistema biológico asociado a glaciares, esto es la línea base biológica, en a lo menos un ciclo anual para definir relaciones



ecosistémicas intraglaciaria (si existiesen) e interecosistemas (relaciones funcionales entre glaciar y ecosistemas presentes en la cuenca).

Se espera, a priori, que los estudios revelen la presencia de a lo menos bacterias y algas en glaciares. Debería dilucidarse la relación que tendrían los glaciares de altura con el resto de los humedales presentes aguas abajo dentro del área de estudio. También deben establecer conexiones ecosistémicas entre las distintas áreas de influencia, con el fin de determinar si existen relaciones funcionales y cuantificables entre ellas, o son sistemas ortogonales en cuanto a dependencia mutua.

12.1.10.1. Estudio de línea de base y relaciones.

Recopilación de antecedentes geográficos, físicos y biológicos del área de estudio.

Recopilación de antecedentes climatológicos del área, determinación de variables promedio históricas (temperatura, precipitaciones, humedad, entre otras).

Estudio de la limnología de lagunas de altura asociadas a glaciares (proglaciales y supra-glaciales):

Estudio de características físico químicas.

Estudio de Línea Base de la macroinfauna, fauna y flora asociada a lagunas glaciares.

Estudio de Invertebrados asociados a los glaciares.

i. Línea de Base de invertebrados, asociados a los glaciares.

Estudio de vertebrados asociados a glaciares y lagunas de altura (pro-glaciales y supra-glaciales):

i. Línea de Base de vertebrados (anfibios, reptiles, aves y mamíferos) asociados a los glaciares y lagunas de altura.

ii. Especies con problemas de conservación

Estudio del ecosistema aguas abajo, asociado a los glaciares:

i. Determinación de potenciales relaciones funcionales (e.g., recarga de agua) de glaciares con humedales y hábitat aguas abajo.

ii. Línea de Base de ecosistemas (humedales y hábitat) asociados a glaciares.

iii. Línea de Base de flora y vegetación.

iv. Línea de Base de fauna.

v. Verificación de sitios protegidos o áreas prioritarias para la conservación de biodiversidad cercanas o al interior del área de estudio

12.1.10.2. Análisis ecosistémico del glaciar.

a) Estudio de la limnología de lagunas de altura asociadas a glaciares:

i. Estudio complementario de la Línea Base de macroinfauna y fauna.

ii. Estudio de dinámicas temporales de la macroinfauna asociada a las lagunas de altura y de potencial densoindependencia para variables abióticas.

b) Estudio de invertebrados asociados a los glaciares:

i. Estudio complementario de la Línea Base de invertebrados.

ii. Estudio de dinámica de cambios estacionales asociados a los Invertebrados presentes en ambientes glaciares y de potencial denso independencia para variables abióticas

c) Estudio de vertebrados asociados a glaciares y lagunas de altura:

i. Complemento de la Línea de Base de vertebrados (anfibios, reptiles, aves y mamíferos) asociados a los glaciares y lagunas de altura.



- ii. Dinámica de cambios estacionales asociados a los vertebrados presentes en ambientes glaciares y lagunas de altura (lagunas pro-glaciales o supra-glaciales).
- iii. Estudio de densoindependencia
- d) Estudio del ecosistema aguas abajo, asociado a los glaciares:
 - i. Complementación Línea de Base de dicho ecosistema.
 - ii. Complementación flora y vegetación.
 - iii. Estudio fino de dependencias de ecosistemas presentes aguas abajo de los glaciares, prueba de hipótesis (confirmación experimental de dependencia, por ejemplo, a través de isótopos marcados).
 - iv. Determinación de dinámicas temporales de comunidades animales y vegetales presentes en ecosistemas aguas debajo de glaciares y estudio de densoindependencia

**13 BIBLIOGRAFÍA.****13.1 REVISTAS.**

- Ambach, W., H. Eisner, F. Oprantl y M. Url. 1971. Zum abban radioaktiver spaltprodukte in Firn cines Alpengletschers. p. 11.
- Aniya, Masamu and Enomoto, Hiroyuki. 1986. Glacier variations and their causes in the northern Patagonia Icefield, Chile since 1944. Arctic and Alpine Research. Vol. 19 N° 3. 307-318.
- Aniya, Masamu. 1988 Glacier inventoy for the northern Patagonia Icefield Chile and variations 1944-45 to 1985-86. Arctic and Alpine Research. Vol. 20 N° 21. 179-187.
- Bentley, Ch. 1975. Advances in geophysical exploration of ice sheets and glaciers. Jr. of Glaciology. Vol.15 N° 73 113-135.
- Blachut, T.J. y F. Müller. 1966. Some fundamental considerations on glacier mapping. Can. Journal of Earth Sciences. Vol. 3 N° 6. 747-759.
- Brandenberger, A.J. y C. Bull. 1966. Glacier surveying and mapping program of the Ohio State University. Can. Journal of Earth Sciences. Vol.3 N°6 849-861.
- Bull, C. y C. Marangunic. 1968. Glaciological effects of debris slide on Sherman Glacier. The Great Alaska Earthquake of 1964. Vol. 3, "Hydrology". 309-317.
- Cailleux, A. 1941. Cailloux eoliens et solifluxion quaternaires en Belgique. Association française pour l'avancement des sciences, fusionnée avec l'Association scientifique de France. 63e session. Séances de sections. Liège 1939. Paris: Secretariat de l'Association: 448-449.
- Casassa, G. 1992. Radio-echo sounding of Tyndall Glacier, Southern Patagonia. Bulletin of Glacier Research. 69-74 p.
- Casassa, G. 1992. Foliation on Tyndall Glacier, Southern Patagonia. Bulletin of Glacier Research. 75-77 p.
- Capps, S.R. jr. 1910. Rock glaciers in Alaska. J. Geology, 18, 359-375.
- Corte, A. 1976. Rock Glacier. Biuletin Peryglacjalny. Vol. 26. 175-197.
- Czajka, W. 1955. "Rezente und pleistozaene Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien." Acta Geographica (Helsinki) 10: 121-140.



- Chaix, A. 1923. Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine (Note préliminaire). *Le Globe* 62, 1–35.
- Doran, J.C., W.J. Shaw and J.M. Hubbe. 1995. Boundary layer characteristics over areas of inhomogeneous surface fluxes. *J. Appl. Meteor.*, 34:559–571.
- Ekman, R. M. 1998. Observation and numerical simulation of winds within a broad forested valley. *J. Appl. Meteor.*, 37:206–219.
- Erik, R. , I. and Th. S. James. 1999. Simple models for late Holocene and present-day Patagonian glacier fluctuations and predictions of a geodetically detectable isostatic response. *Geophys. J. Int.* (1999) 138, 601-624.
- Feruglio, E. 1933. La glaciación actual, las fases glaciales cuaternarias y sus relaciones con los terrazas marinas en la Patagonia. *Bolletino del Comitato Glaciológico*. pp. 59-89.
- Flint, F. 1942. Glacier thinning during deglaciation. *Amer. Jr. Sci.* Vol 240. 113-136.
- Gaffin, S. 1999. Comparing CH₄ emission from hydropower to CO₂ from fossil fuel plants. Thematic review of dams and global Change. 1-20.
- Groeber, P. 1954. Bosquejo paleogeográfico de los glaciares del Diamante y Atuel. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 9 N° 2. 7-1.
- Grotzbach, E. 1965: Beobachtungen an Blockströmen im afghanischen Hindukusch und in den Ostalpen. *Mitt. Geog. Ges. München*, 50, pp. 175-201
- Halle, T.G. 1910. On quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. *Revista Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*. Vol 9. pp. 93-114.
- Kadota, Tsutomu, Naruse, Renji, Skvarca, Pedro, Aniya, Masamu. 1992. Ice flow and surface lowering of Tyndall Glacier, Southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*. 63-68 pp.
- Kasser, P. 1973. Fluctuations of glaciers 1959-65/1970-75. UNESCO I.U.G.S. Vol 3.
- Kasser, P. y M. Aellen. 1976. Les variations des glaciers suisses en 1974-1975 et quelques indications sur les résultats récoltés pendant la Décennie Hydrologique Internationale de 1964-65 à 1973-74. *La Houille Blanche* N°: 6/7. 467-481.
- Kesseli, J.E. 1941. Rock streams in the Sierra Nevada: *Geographical Review*, 31: 203–227.
- Koizumi, Ken, Naruse, Renji. 1992. Measurements of meteorological conditions and ablation of Tyndall Glacier, Southern Patagonia, in December 1990. *Bulletin of Glacier Research*. 79-82 p.



- Haefeli, R. Glaziologische einföhrung zur frage der beseitigung radioaktiver abfallstoffe in den grossen eiskappen der erde. Schweizerische zeitschrift für hydrologie. 10 p.
- Harrington, H.J. 1951. Glacier wasting and retreat in the southern Alpes of New Zealand. Jr. of Glaziology.
- Lachapelle, E. 1959. Annual mass and energy exchange on the blue glacier. Jr. of Geophysical Research. Vol. 64 N° 4. 443.-449.
- Lawrence, D. y E. Lawrence. 1965. Glacier studies in New Zealand. MAZAMA. Vol. XLVII N° 13. 17-27.
- Lenschow, D.H. 1973. Two example of Planetary Layer Modification over the Great Lakes. Journal of Atmospheric Research 30:568-581.
- Ljungner, E. 1958. East-west balance of the quaternary ice caps en Patagonia and Scandinavia. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie Vol. IV N° 1-2. University of Upsala Bulletin. Vol. 33. 80.
- Lliboutry, L. 1954. Le maasif du Nevado Juncal (Andes de Santiago). Ses Pénitents et ses glaciers. Revue de Géographie Alpine. Vol. 42 N° 3. 465-495.
- Lliboutry, Louis. 1978. Glissement d' un glacier sur un plan parsemé d' obstacles hémisphériques. Amm. Geophys. Vol. 34 N° 2. 147-162.
- Lliboutry, L. 1979. Local friction laws for glaciers: a critical review and new openings. Jr. of Glaciology. Vol.23 N° 89. 67-95.
- Martin, S. 1977. Analyse et reconstitution de la serie des bilans. Annuels du glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du massif du Mont-Blanc (Bossons, Argentiere, mer de glace). Zeitschrift für Gletscherskunde und Glazialgeologie. Vol 13 N°1/2. 127-153.
- Mercer, J. 1965. Glacier variations in southern Patagonia. The Geographical Review . Vol. 15 N° 3. 390-413.
- Mercer, J. 1967. Glacier resurgence at the atlantic sub-boreal transition. The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol. 93 N° 398.
- Mercer, J. H. 1972. Chilean glacial chronology 20000 to 11000 Carbon-14. Years age: some global comparisons. Science. Vol. 176. 1118-1120.
- Muller, F. 1980. Glaciers and their fluctuations. Nature and Resources. Vol XVI N° 2. 5-11.



- Naruse, R., H. Peña, A. J. MasamuInoue. 1987. Flow and surface structure of Tyndall Glacier, the Southern Patagonia Icefield. *Bulletin of Glacier Research*. 133-140 p.
- Nichols, R. y M. Miller. 1952. The Moreno Glacier, Lago Argentino. Patagonia. *Jr. of Glaciology*. Vol 2 N°11. 41-50.
- Ostrem, G. 1966. Surface coloring of glaciers for air photography. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 3 N° 6. 877-880.
- Ostrem, G. 1973. The height of the glaciation limit in southern British Columbia and Alberta. *Revista Geografiska Annaler*. Vol. 48. SER. A.
- Ostrem, G. 1972. Hight of the glaciation level in northern British Columbia and southeastern Alaska. *Revista Geografiska Annaler*. Vol. 54. Serie A. pp. 76-84.
- Panin, G.N. 2003. Parametrization of the near-surface water boundary layer processes; Chmielewski, F.-M.; Foken, Th. (Hrsg.). *Beiträge zur Klima- und Meeresforschung*, Berlin und Bayreuth, 239-247.
- Poggi, A. 1977. Heat balance in the ablation area of the Ampere glacier (Kerguelen Islands). *Jr. of Applied Meteorology*. Vol. 16 N° 1. 48-5.
- Quiring, H. 1928. Die periglazialen Blockströme (Erdgletscher) am Nordrand des Hohen Westerwaldes (S. A. Jb. der Preußischen Geolog. Landesanstalt Bd. XLIX) S. 619 – 633.
- Rabassa, J. y J. Sigfrido Suárez. 1978. Les glaciers del Monte Tronador, Parque Nacional Nahuel Huapi, (Río Negro, Argentina). *Anales de Parques Nacionales*. Vol. 4. 259-318.
- Rosa L.P y M.A. dos Santos. 2000. Certainty and Uncertainty in the Science of Greenhouse Gas Emissions from Hydroelectric Reservoirs (Part II). *World Commission on Dams*.
- Reynaud, L. 1977. Glaciers fluctuations in the Mont Blanc area (French Alps). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Vol. 13 N° 1/2.
- Reynard, L. 1979. Reconstruction of past velocities of mer de glace using Forbes lands. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Vol15. N° 2.
- Santibañez, F., L. Morales, J. de la Fuente, P. Cellier, A. Huete. (1997) Topoclimmatic modeling for minimum temperature prediction at a regional scale in the Central Valley of Chile. *Agriculture and Environment*: 307-314.
- Sturman, A. P. 1992. Dynamic and thermal effects on surface airflow associated with southerly changes over the South Island, New Zealand. *Meteor. Atmos. Phys.*, 47:229–236.



- Sturman, A.P, S. Bradley, P. Drummond, K. Grant, P. Gudiksen, M. Kossmann, H. A. McGowan, A. Oliphant, I. F. Owens, S. Powell, R. Spronken-Smith, And P. Zawar-Reza. 2003. The Lake TEKAPO Experiment. BAMS American Meteorological Society: 371-380.
- Troll, C. 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklimete der Erde. Geol Rdsch.,34, H. 7/6 (Klimaheft), 545-594.
- UNESCO. 1969. Variations of existing glaciers. Technical papers in hydrology N° 3. Paris, Francia. p. 19.
- UNESCO. 1970. Combined heat, ice and water balance at selected glacier basins. Technical papers in hydrology N°5. Paris, Francia. p. 20.
- Utaaker K. 1995. Effect of watercourse regulation on local climate. Norwegian water resources and energy administration. Publication N°4, 35 pp.
- Valdivia, P. 1984. Inventario de glaciares Andes de Chile central (32°-35° Lat. S), hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. Jornadas de hidrología de Nieves y Hielos en América del Sur. Programa hidrológico Internacional, Vol. 1: I.6.1- I.6.24.
- Vallon, M. 1977. Bilan de masse et fluctuations recentes du glacier ampere. Zeitschrift für Gletscherkunde und glazialgeologie. Vol. 13 N° 1/2. 57-85.
- Saint Louis, V., C. Kelly, E. Duchemin, J. Rudd and D. Rosenberg. 2000. Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere a global estimate. Bioscience, September 2000/Vol 50 N° 9.
- Wallen, C. 1948. Glacial-meteorological investigations on the Karsa Glacier Swedish Lappalnd. Geografiska Annaler . Suecia. Vol 30. 445-672.
- Warren, Ch. Y A. Rivera. 1994. Non-linear climatic response of calving glaciers: a case study of Pio XI glacier, Chilean Patagonia. Revista Chilena de Historia Natural. Vol. 67 N° 4 385-394 pp.
- Wayne, W. y A. Corte. 1983. Multiple glaciations of the Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology. pp. 185-209. Vol.42.
- Whiteman C D; X. Bian, and S. Zhong. 1999. Wintertime evolution of the temperature inversion in the Colorado Plateau basin. J. Appl. Meteor., 38:1103–1117.

13.2 INFORMES.

- Ambach, W. 1960. Investigations of the heat balance in the area of ablation on the Greenland ice cap. Archiv für Meteorologie, Geophyk und Bioklimatologie.



- Andrews, R.H. 1964. Meteorology and heat balance of the ablation area, White Glacier. Axel Heiberg Island Research Report. pp. 107.
- Assemblée Générale de Toronto. 1957. Association Internationale D' Hydrologie Scientifique.
- Avsyuk, G.A. 1962. Artificial intensification of the melting of mountain glaciers to increase the stream flow in Central Asia. Soviet Geography. pp. 7.
- Berri, K.L., V.A. Gribov, N.O. Grigoriev, Y.N. Kusin, V.F. Psalomschikov, I.A. Stepaniuk y A.I. Ushakov. 1982. Radio emission of glaciers and snow avalanches. Acad. Science USSR. Moscow.
- Bertone, M. 1960. Inventario de los glaciares existentes en la vertiente argentina entre los paralelos 47°30' y 51°S. Instituto Nacional del Hielo Patagónico. Buenos Aires.
- Brecher, H. 1966. Surface velocity measurements on the Kaskawulsh Glacier, Yukon territory, Canadá. Institute of Polar Studies. Ohio. p. 73.
- Bull, C. 1995. Consultancy report to Cía. Minera Disputada de Las Condes S.A. on Glaciological Aspects on the deposition of mine rock waste (from the mine expansion Los Bronces) on the rock glaciers of Infiernillo Alto. Cía. Minera Disputada de Las Condes S.A. Bainbridge Island, U.S.A.
- Cadle, B. 1997. Application of snow distribution models within the Laguna negra basin, Chile. University of Arizona. Dept. of Hydrology and Water Resources. Arizona, EEUU.
- Casassa, G. Glacier inventory in Chile: Current status and recent glacier variations. Universidad de Magallanes. Punta Arenas, Chile. p. 15.
- Casassa, G. - Rivera, A. - Aniya, M. - Naruse, R. 2000. Características glaciológicas del Campo de Hielo Patagónico Sur. Anales del Instituto de la Patagonia. Univ. de Magallanes. Punta Arenas.
- Caviedes, J. 1979. Inventario de glaciares en la hoya del río Cachapoal y predicción de la escorrentia del deshielo, Andes Centrales. Universidad de Chile. Santiago. p. 217.
- Centro de Ecología Aplicada. Emisión de Gases de Efecto Invernadero Proyecto Hidroeléctrico Aysén. Informe Final. Octubre 2007.
- Cecioni, G. 1960. Pruebas en favor de una glaciación neo-jurásica en la Patagonia. p. 16.
- Colqui, B. 1965. Repertorio actualizado sobre información recogida en glaciares argentinos. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas. Tucumán.



- Corte, A. 1978. Significado hidrológico de los glaciares descubiertos, glaciares cubiertos y/o de escombros, Cordillera de Los Andes, Mendoza. Mendoza, Argentina. p. 24.
- Corte, A. 1978. La distribución de los glaciares, glaciares cubiertos y/o de escombros en la región de los Andes Centrales y su relación con la distribución de las precipitaciones. Una contribución al inventario mundial de glaciares. p. 26.
- Corte, A. y L. Espizua. Inventario de glaciares de la cuenca del río Mendoza. Instituto Argentino de Nivología y Glaciología.
- DICTUC. 2004. Gases efecto invernadero para el caso de Chile. División ingeniería química y bioprocesos, área contaminación atmosférica. Santiago, Chile.
- Ednaldo Oliveira dos Santos. 2006. Contabilizacao das emissões líquidas de gases de efeito estufa de hidreletricas: uma análise comparativa entre ambientes naturais e reservatórios hidreletricos. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, Brasil.
- Escobar, F., V. Pozo, A. Salazar y M. Oyarzo. 1995. Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte, 1975 a 1992, resultados preliminares. Dirección General de Aguas, M.O.P. Santiago, Chile.
- Feruglio, E. 1933. Resultados científicos de la expedición de A. de Agostini al Lago Argentino (Patagonia). Buenos Aires. pp.18.
- Geoestudios Ltda. 1992. Skyring-Esperanza glacier mass balance estimate.
- Geoestudios Ltda. 1995. Avance de glaciares de roca en Infiernillo, riesgos para las instalaciones mineras, y protecciones. Cía. Minera Disputada de Las Condes S.A. Santiago.
- Geoestudios Ltda. 1997. Deslizamiento catastrófico del glaciar en el Estero Aparejo.
- Geoestudios Ltda. 2001. Validación del modelo de desplazamiento y deformación de glaciares de roca en los rajes de la mina, Proyecto de expansión. Codelco-Chile, División Andina. Santiago.
- Geoestudios Ltda. 2001. Extensión y características físicas principales de los glaciares de rocas y materiales asociados en el área al Este de los rajes del Proyecto de Expansión de Andina. Codelco-Chile, División Andina. Santiago.
- Geoestudios Ltda. 2001. Recomendaciones para el control de velocidades de desplazamiento superficial en áreas ocupadas por glaciares de roca en el entorno de los rajes del Proyecto de Expansión de Andina. Codelco-Chile, División Andina. Santiago, Chile.
- Geoestudios Ltda. 2001. Determinaciones gravimétricas de espesor de glaciares de roca en el área de Cerro Negro al Este de los rajes del Proyecto de Expansión de Andina. Codelco-Chile, División Andina. Santiago.



- Glaciological and meteorological studies in Patagonia, Chile. Japanese Society of Snow and Ice.
- Glaciers. Proceedings of Workshop Seminar. 1970. Canadian national Committee. Canadá. 61 pp.
- Havens, J. M., F. Muller y G.C. Wilmot. 1965. Comparative meteorological survey and a short term heat balance study of the White Glacier. Axel Heiberg Island research reportsMc Gill University Montreal.
- Heinsheimer, G. Zur hydrologie und glaziologie des Lago Argentino und Ventisquero Moreno III. 61-72.
- Hjelmfelt, M.R, W.J. Capehart, y Rodríguez, D.A.R. Kristovich y R.B. Hoevet. 2000. Influences of Upwind Lakes on the Wintertime Lake-Effect Boundary Layer; South Dakota School of Mines and Technology, 7 p.
- Huttunen Jari, T., V. Tero, H. Seppo y H. Mirja. 2002. Fluxes of CH₄, CO₂, and N₂O in hydroelectric reservoirs Lokka and Porttipahta in the northern boreal zone in Finland. Finland.
- Kakariekka, A. 1981. Inventario y clasificación de glaciares, cuenca del Río Ventisquero - XI Región. Universidad de Chile.
- Käser, G., A. Fountain y P. Jansson. 2003. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. UNESCO.
- Harrison, S. et al. 2007. The timing and nature of recession of outlet glaciers of Hielo Patagónico Norte, Chile, from their Neoglacial IV (Little Ice Age) maximum positions. Glob. Planet. Change. 12 p.
- Lawrence, D. y E. Lawrence. 1959. Recent glacier variations in southern South America. American Geographical Society. 39 p.
- Lliboutry, L. y O. González-Ferran. 1958. Les glaciers du Desert Chilien. Assemblée Générale de Toronto. 291-300.
- Marangunic, C. Avance reciente de un glaciar en el fiordo Andrew. Canales Patagónicos. Manuscrito. 2.
- Marangunic, C. 1964. Glaciación patagónica actual. Sociedad Geológica de Chile. pp. 22.
- Marangunic, C. 1968. Aumento de producción de agua proveniente de glaciares. p. 3.
- Marangunic, C. 1969. Ensayos para incrementar el deshielo en glaciares. Santiago, Chile. p. 5.



- Marangunic, C. 1976. El glaciar de roca Pedregoso, Río Colorado, V Región. Primer Congreso Geológico Chileno. Santiago.
- Marangunic, C. 1978. Inventario de glaciares en la Hoya del Río Maipo. Informe sobre recopilación de antecedentes, procedimientos y normas a emplear. Santiago, Chile.
- Marangunic, C. 1979. Inventario de glaciares en la hoya del río Maipo. Informe sobre el inventario de glaciares en las sub-hoyas de los ríos Mapocho y Colorado. Santiago, Chile. N° v. 2.
- Marangunic, C. 1979. Inventario de glaciares en la Hoya del río Maipo. Informe sobre el inventario de glaciares en las sub-hoyas del Río Maipo Superior y Estero Angostura. Santiago. Chile. 174 pp.
- Marangunic, C. 1985. Proyecto Estudio del campo de Hielo Patagónico Sur, sector Gorra Blanca-Marconi. Geoestudios Ltda. Santiago. pp. 16.
- Marangunic, C. 1989. Inventario de glaciares en la Hoya del Río Maipo. Informe sobre el inventario de glaciares en las sub-hoyas de los ríos Yeso y Volcán y el Estero San José. Santiago, Chile.
- Marangunic, C. 1991. Estudio glaciológico, geológico y geofísico en el área del Paso de los Cuatro Glaciares, Hielo Patagónico Sur. Geoestudios Ltda. Santiago, Chile.
- Mayo, L. y P. Troy. 1963. Ablation and net total radiation, Gulkana Glacier, Alaska. Kingery, W.D. Ice and snow properties, processes and applications. 11 pp.
- Meier, M. Combined ice and water balances of Gulkana and Wolverine Glaciers, Alaska and South-Cascada Glacier, Washington, 1965 and 1966 hydrologic years. U.S.G.S.
- Meier, M. 1968. Glaciers and water supply. Meeting of American Water Works Assm. Ohio, EEUU.
- Mercer, J. 1974. Southern Argentina: pliocene-early pleistocene glaciation and volcanism. I.A.V.C.E.I. Symposium.
- Mercer, J. Southern Argentina: Pliocene - early pleistocene glaciation and volcanism. Editor Inst. Ohio State University. Ohio, U.S.A. 1.
- Muller, Ernest. 1959. Glacial geology of the Laguna San Rafael area, Southern Chile. American Geophysical Society Southern Chilean Expedition. Technical Report. 23 pp.
- Muller, E. 1959. Glacial geology of the Laguna San Rafael area, southern Chile. Office of Naval Research. USA.
- Norges, V. 1987. Massebalansemalinger pa norske Breer 1985, 1986 og 1987. p. 46.



- Ommanney, C. 1956. A study in glacier inventory the ice masses of Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago. Axel Heiberg Island Research reports. p. 105.
- Peña, H. y W. Klohn. 1988. Non-meteorological flood disasters in Chile. Technical Conference on Hydrology Disasters. Geneva, Suiza.
- Peña, H., F. Vidal y F. Escobar. 1984. Caracterización del manto nival y mediciones de ablación y balance de masa en glaciario Echaurren Norte. Jornadas de Hidrología de nieves y Hielo en América del Sur. Dirección general de Aguas, MOP. Santiago, Chile.
- Plafker, G. 1968. Source areas of the Shattered Peak and Pyramid Peak landslides at Sherman glacier. Washington. p. 9.
- Post, A. 1978. Glaciares de la región andina central de Chile y su importancia hidrológica. p. 4.
- Röthlisberger, H. 1974. Möglichkeiten und grenzen der gletscherüberwachung. p. 14.
- Rundle, A. 1965. Glaciological investigations on Sukkertoppen ice Cap. Southwest Greenland summer 1964. Institute of Polar Studies. Canadá. p. 11.
- Universidad de Chile. 2007. Línea de base de medio físico, Proyecto Hidroeléctrico Aysén, Estudios Específicos.
- Valdivia, P. 1979. The north patagonian icefield glacier inventory. Zurich. p. 8.

13.3 LIBROS.

- Auer, V. 1956. The pleistocene of Fuego-Patagonia. 226 pp.
- Casassa, G. y A. Rivera. 2000. Campo de Hielo Patagónico Sur: Características glaciológicas, líneas fronterizas y exploraciones. Southern Patagonia icefield: Glaciological features, border lines and explorations. Ciencias Naturales. Instituto de la Patagonia.
- Escobar, F. 1995. Glaciares Patagónicos. Referencias recientes a Junio 1995 sobre glaciares, variaciones glaciales y crecidas originadas en cambios glaciares.
- Field, W. 1955. Glaciers. Scientific American.
- García Gallardo, H. 1969. Derretimiento artificial de glaciares. P. 6.
- IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. 2006. Possible approach for estimating CO₂ emissions from lands converted to permanently flooded lands. Volume 4, Appendix 2. 9 pp.



- IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. 2006. CH₄ Emissions from flooded land: Basis for future methodological development. Volume 4, Appendix 3. 7 pp.
- Iturraspe, R. y J. Strelin. 2002. Dinámica de procesos y geoformas vinculadas al retroceso del glaciar O'Higgins - Campo de Hielo Patagónico Sur. Instituto de la Patagonia, Univ. de Magallanes. Chile.
- Lister, H. y P.F. Taylor. 1961. Heat balance and ablation on a Arctic glacier. 54 pp.
- Lliboutry, L. 1981. Satellite atlas for glaciers: 11.B South America: Southern part. 11.6 Dry Andes. 30 pp.
- Lliboutry, L. Physique des Glaciers. 62 pp.
- Lorenzo, J. 1959. Los glaciares de México. Universidad Autónoma de México. 114 pp.
- Macdougall, D. 2006. Frozen Earth: The Once and Future Story of Ice Ages. University of California Press. 256 p.
- Marangunic, C. 1973. Los depósitos glaciales de la pampa magallánica. Santiago.
- Peña, H. y R. Gutiérrez. 1986. Statistical analysis of precipitation and air temperature in the Southern Patagonia Icefield.
- Rabot, Ch. y E. Muret. 1911. Les variations periodiques des glaciers. Berlin.
- Revision to the approved consolidated baseline methodology ACM0002. 2006. Consolidated baseline methodology for grid-connected electricity generation from renewable sources. ACM0002 / Versión 06. Sectoral Scope: 01.19 May 2006 ACM0002. UNFCCC. 25 pp.
- Romero, H. 1985. Geografía de los climas. Colección Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago de Chile, Chile. 243 pp.
- Taylor, L. D. 1962. Ice structures, Burroughs Glacier, Southeast, Alaska. Institute of Polar Studies. U.S.A. p. 106.
- UNESCO. 1970. Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins.
- UNESCO. 2002. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers.
- UNFCCC. 2006. Revision to the approved consolidated baseline methodology ACM0002. "Consolidated baseline methodology for grid-connected electricity generation from renewable sources". ACM0002 / Version 06. Sectoral Scope: 01.19 May 2006 ACM0002. 25pp.



- Uribe, P. 1983. Deglaciación en el sector central del Estrecho de Magallanes: Consideraciones geomorfológicas y cronológicas. Santiago.
- Winchester, V. 1991. The San Rafael glacier: recession and rates of ice movement. Operation Raleigh. Oxford, Inglaterra.