

Ambientes Glaciares y Periglaciares: Formación y Desarrollo



**GREEN
CROSS**
ARGENTINA

*Evgeniy Ermolin
Adrián Silva Busso
Andrey Glazovskiy*



- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -



Ambientes Glaciares y Periglaciares: Formación y Desarrollo



Yermolin, Yevgeniy

Ambientes glaciares y periglaciares : formación y desarrollo . - 1a ed. -
Ciudad Autónoma de Buenos Aires : el autor, 2015.

268 p. ; 23x16 cm.

ISBN 978-987-33-7537-8

1. Ecología. I. Título

CDD 577

Fecha de catalogación: 08/05/2015



Indice

PRÓLOGO

INTRODUCCIÓN

CAPITULO I. CONCEPTOS Y DEFINICIONES BÁSICAS DE LA DISCIPLINA

- I-1. Breve historia de la glaciología
- I-2. Cronología de las glaciaciones
- I-3. La criósfera y sus componentes
- I-4. Glaciares y permafrost
- Referencias

CAPITULO II. METODOS DE ESTUDIO DEL AMBIENTE GLACIAL

- II.1. Aspectos generales del estudio glaciológico
- II.2. Inventario regional y fluctuaciones de los glaciares a través de análisis de sensores remotos.
- II.3. Inventario regional y fluctuaciones de los glaciares a través de análisis de trabajos de campo
- II.4. El estudio geofísico en glaciología:
- II.5. Principales criterios en los estudios en ambiente periglacial
- II.-6. Algunos aspectos de los métodos geofísicas en el estudio del permafrost
- Referencias

CAPITULO III. FORMACIÓN Y TIPOS DE GLACIARES

- III. 1. El Ambiente glaciario. Formación y aspectos generales
- III. 2. Clasificación de glaciares
- III.3. Grietas en glaciares
- Referencias

CAPITULO IV. LOS GLACIARES EN EL MUNDO

- IV. 1. Distribución de glaciares en la tierra
- IV.2. Características del manto de hielo antártico
 - IV.2.1 Morfología
 - IV.2.2 Distribución de masa y equilibrio
 - IV.2.3 Gradientes de temperatura y lagos subglaciales
- IV.3. Groenlandia

- IV.4. América del Norte
- IV.5. Islas del océano ártico
- IV.6. Europa
- IV.7. Asia
- IV.8. África
- IV.9. Islas en los mares australes
- IV. 10. América del Sur: glaciares y zona periglacial en los Andes
 - IV.10.1. Definiciones y tipos de ambiente periglacial andino
 - IV. 10.2. Condiciones de la formación de glaciares en los Andes
 - IV.10. 3. Glaciares patagónicos
 - IV.10.3.1. Glaciares de Tierra del Fuego
 - IV.10.3.2. Glaciares del Campo de Hielo Patagónico Norte
 - IV.10.3.3. Glaciares de la Patagonia Austral
 - IV.10.3.4. Glaciares en los Andes Centrales áridos
 - IV.10.3.5. Glaciares en los Andes Centrales desérticos

Referencias

CAPITULO V. GLACIARES Y MEDIO AMBIENTE

- V.1. Introducción
- V.2. Glaciares y vulcanismo
 - V.2.1. El papel del vulcanismo en las glaciaciones
 - V.2.2. Formación de glaciares en volcanes de alta montaña
 - V.2.2.1. Islandia
 - VI.2.2.2. Península de Kamchatka
 - V.2.2.3. Nueva Zelanda
 - VI.2.2.4. Andes Colombianos
 - V.2.2.5. Antártida
 - V.2.3. El volcán Kazbek y la catástrofe del valle Genaldon
- V.3. Glaciares, hidrología e hidrogeología
 - V.3.1. Generalidades sobre Hidrología e Hidrogeología
 - V.3.2. El Balance hídrico en regiones extremas
 - 5.3.3. Relación entre glaciares, hidrología e hidrogeología
 - V.3.4. Relación entre permafrost, hidrología e hidrogeología
 - V.3.5. Hidrología e hidrogeología en zonas periglaciales templadas y frío-templadas

Referencias

GLOSARIO

Prólogo

Hay acuerdo general en que el acceso al agua potable de calidad es uno de los derechos humanos fundamentales y, como tal, constituye una obligación para los Estados el garantizar a su población la disponibilidad de la misma. Pese a ello, las estadísticas de las Naciones Unidas nos indican que más del 20% de la población del planeta no cuenta con una adecuada provisión de agua potable.

El crecimiento demográfico, la heterogeneidad en la disponibilidad natural del recurso, los desequilibrios en la distribución de la riqueza y la falta de infraestructuras son algunas de las causas principales por las que se produce esta situación. Asimismo, la urbanización no planificada, la utilización irracional del recurso, el uso de prácticas y tecnologías contaminantes para la producción de bienes y servicios, el mal funcionamiento o la inexistencia de plantas de tratamiento de efluentes en las ciudades y en las industrias, la lixiviación a las napas de agua de agroquímicos por su uso fuera de las buenas prácticas son algunas de las acciones que contribuyen al deterioro de los recursos hídricos.

Desde su creación, Green Cross ha señalado que el problema del uso y la provisión de agua es un tema estratégico de la mayor importancia que requiere una acción coordinada internacionalmente ya que el acceso a este recurso natural ha sido y, con toda probabilidad, será también en el futuro la causa de conflictos bélicos.

Plenamente conscientes de esta situación y convencidos de la necesidad de enfocar el problema del uso del agua desde una posición sustentada sobre datos científicos concretos Green Cross Argentina viene trabajando en forma continua en el análisis del tema con foco principal en los problemas específicos que lo caracterizan en el país. Este trabajo incluye, por una parte, acciones locales específicas y, por otra, la producción de material bibliográfico de carácter general, preparado por expertos reconocidos, dirigido a educadores, políticos, tomadores de decisión y público general.

Entre las acciones locales se destacan los programas de educación en escuelas primarias, las actividades de desarrollo e instalación de sistemas de captación y uso de agua de lluvia en zonas rurales, la puesta en marcha de proyectos para el uso racional del agua en la producción y la evaluación del impacto de actividades productivas sobre el recurso.

En lo que se refiere a la producción de material bibliográfico la primera publicación fue el libro “Agua: Panorama General en Argentina”, editado en 2013, en el que se ofrece un panorama general del agua en el país y se discuten los aspectos jurídicos y ambientales generales del tema.

El espíritu que nos guió para la realización de este libro, cuyos autores son prestigiosos científicos de la especialidad, ha sido la de generar un mejor conocimiento sobre la situación de los glaciares a nivel global y poner luz en particular sobre la situación de los mismos en los Andes Australes.

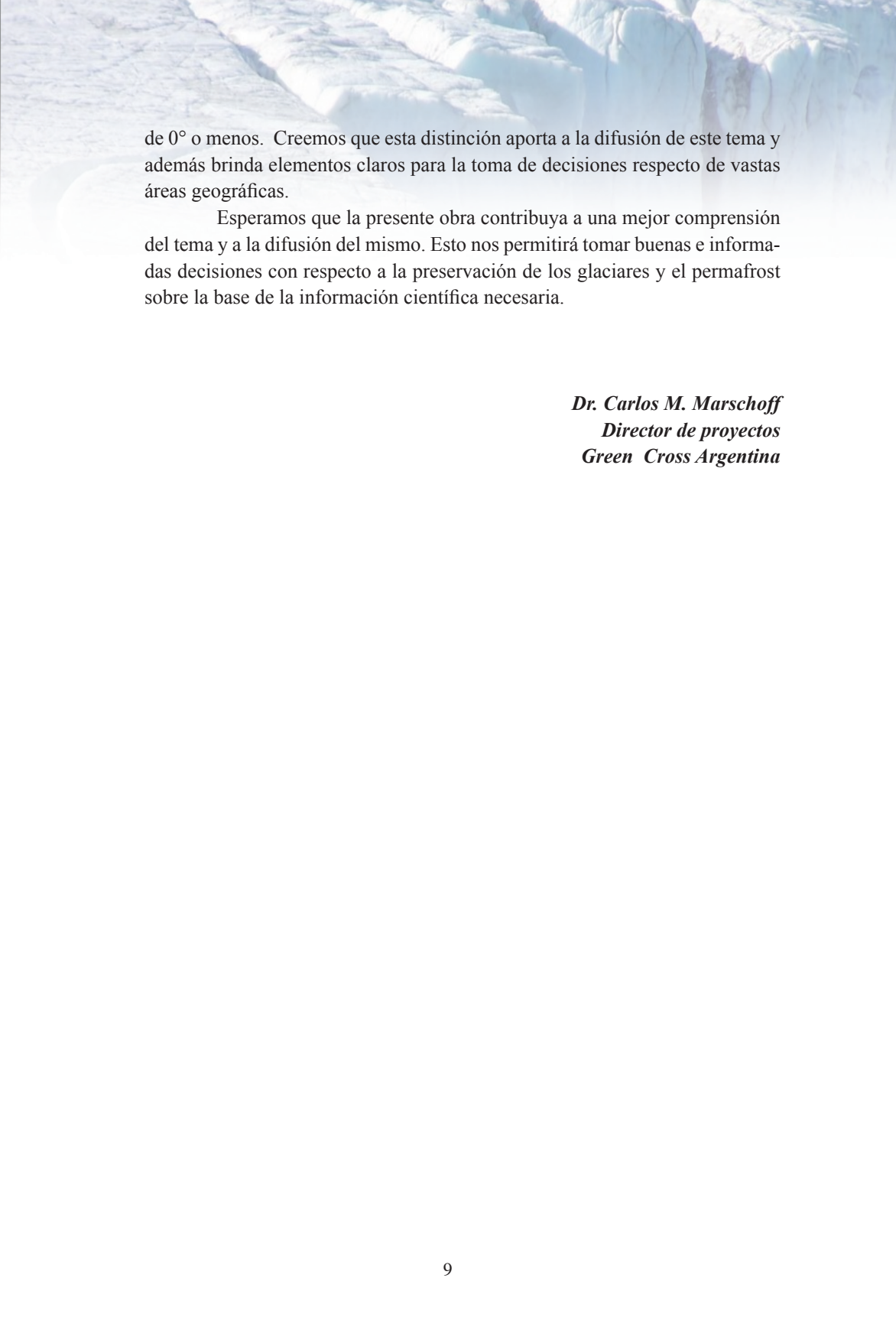
El texto parte de los conceptos básicos de la especialidad, expone los métodos mediante los cuales se estudia el comportamiento de los glaciares, describe su génesis y tipificación, su vinculación con el vulcanismo y los recursos hídricos y da una visión de las características de los glaciares existentes en el mundo con particular énfasis en los que existen en la zona andina.

Así, luego de un capítulo introductorio en el que se recorre la historia de la glaciología y se caracterizan los componentes de la criósfera, se pasa a una revisión de los métodos que permiten obtener mediciones directas e indirectas de las distintas variables significativas para comprender su comportamiento. Se analizan luego las diversas formas de clasificar a los glaciares y se recorre la distribución y principales características de las masas glaciares de acuerdo con su distribución geográfica. Finalmente, los autores ofrecen una visión abarcadora de las interacciones de los glaciares con el medio ambiente, sus características, impactos y peligros.

A la vista de la obra terminada no podemos menos que congratularnos por el resultado. Este libro da al “lego ilustrado” una visión amplia, pero no por eso superficial, del tema y del mismo surgen algunas conclusiones que, a nuestro juicio, son particularmente importantes en la circunstancia actual. La primera es que el estudio de un glaciar, y de la zona periglacial, no puede reducirse a una foto satelital o, inclusive, a una medición tomada en una única expedición: se requiere un análisis a lo largo de un lapso de tiempo para poder decidir sobre la evolución del glaciar y el posible impacto de actividades antrópicas sobre el mismo. La segunda es que cada glaciar es un sistema único, de características particulares y, aunque puedan establecerse clasificaciones generales, es sumamente riesgoso establecer normas únicas que sean aplicables a todo glaciar.

Así, se muestra cómo es erróneo concluir que un glaciar está en disminución por el mero hecho de observar evidencia fotográfica aérea o satelital: un glaciar puede “retraerse” y no necesariamente significar que su masa ha disminuido. Lo importante es realizar un adecuado análisis del balance de masa total del glaciar y no reducir el diagnóstico a la observación de la superficie cubierta a simple vista. Este último es uno de los errores que se cometen con frecuencia en muchas publicaciones de divulgación en las cuales se equipara retracción con pérdida de masa.

Finalmente, creemos importante destacar la definición de permafrost y la diferenciación entre el permafrost significativo como aportante al recurso hídrico y el que meramente hace alusión a la capa de tierra con una temperatura



de 0° o menos. Creemos que esta distinción aporta a la difusión de este tema y además brinda elementos claros para la toma de decisiones respecto de vastas áreas geográficas.

Esperamos que la presente obra contribuya a una mejor comprensión del tema y a la difusión del mismo. Esto nos permitirá tomar buenas e informadas decisiones con respecto a la preservación de los glaciares y el permafrost sobre la base de la información científica necesaria.

Dr. Carlos M. Marschoff
Director de proyectos
Green Cross Argentina



- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -



Introducción



- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

INTRODUCCIÓN

La disponibilidad de agua es una condición necesaria para que exista vida, animal o vegetal. El agua, por su parte, está distribuida sobre todo el planeta en tres formas: como vapor, en la atmósfera; como líquido en océanos, lagos, ríos, pantanos y acuíferos subterráneos y como sólido en las masas de hielo existentes en las regiones de alta latitud y en las zonas de alta montaña. Dado que el acceso directo al agua contenida en la atmósfera es difícil y costoso el interés inmediato del género humano está concentrado en la cantidad y características de distribución geográfica del agua que se encuentra en estado líquido o sólido. Aproximadamente el 70% de la superficie de la Tierra está cubierta por el agua, y los océanos contienen alrededor del 96,1% de toda el agua del planeta.

Una de las estimaciones más aceptadas [1, 2] indica que en el planeta hay alrededor de 1.400 millones de km^3 de agua. Como se muestra en la Figura 1, el 96,1% de ese volumen, es decir 1.344 millones de km^3 , es agua salada de océanos y mares y sólo el 3,9% del total, es decir, 56 millones de km^3 es agua dulce.

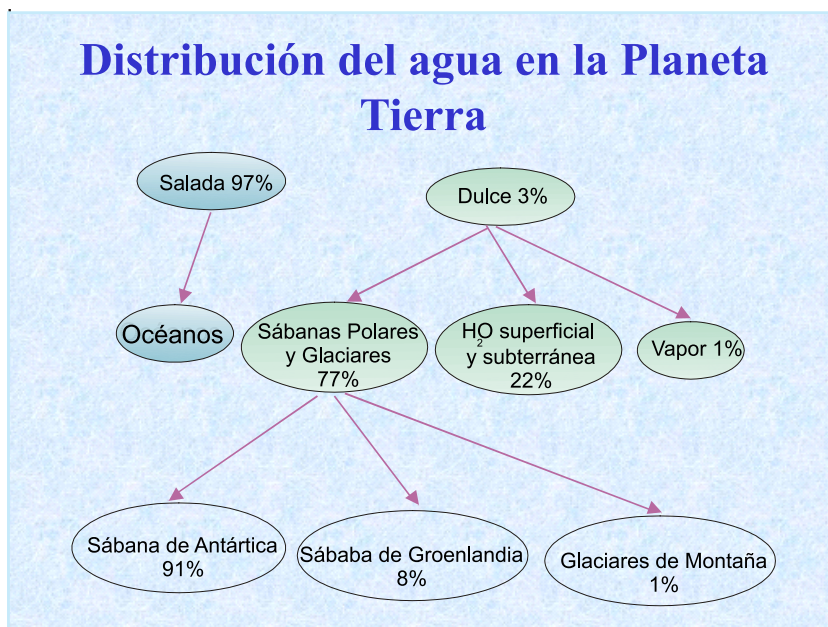


Figura 1. Distribución del agua en el planeta.

El desarrollo de los glaciares actuales y la dinámica de los procesos criogénicos están condicionados por la historia de las glaciaciones, los parámetros climáticos y los diferentes tipos de suelos relacionados con los sistemas hídricos superficiales y el acuífero freático. El clima durante la última etapa glaciaria del Pleistoceno Superior y el Holoceno ha sido, conjuntamente con las condiciones ambientales de las zonas subpolar y de alta montaña, determinante para la formación de todos los elementos de la criósfera. Dentro de ese amplio período, las modificaciones de los factores topográficos y climáticos influyen sobre la dinámica glaciaria de corto plazo.

De los datos expuestos se observa que la mayor parte del agua dulce en la tierra se encuentra en las regiones polares y en las zonas de alta montaña, que configuran la criósfera. Por lo tanto, el estudio de los glaciares, sus características, sus interacciones con las zonas vecinas a los mismos y, sobre todo, su evolución esperada es una necesidad fundamental y el conocimiento de sus interacciones con la atmósfera y los ecosistemas es de significativa importancia para los seres humanos. Una mejor comprensión de las variaciones climáticas y de la influencia antrópica sobre los glaciares permitirá conocer mejor el impacto de estos factores en el medio ambiente de las regiones frías o de montaña con desarrollo de glaciares y medio ambiente periglacial.

Es importante mencionar que este libro no ha sido escrito para especialistas en glaciología ni para lectores versados en la disciplina. El mismo ha sido escrito para aquellos interesados en adquirir una primera aproximación al estado del conocimiento de los ambientes glaciares y periglaciares evacuando dudas sobre aspectos, a veces, no del todo claros en la información divulgativa existente o accesible. El lector hallará datos históricos y actuales tomados de las investigaciones en alta montañas y en sectores polares. Estos datos surgen de los inventarios de los glaciares actuales, de estudios tipológicos y de génesis de glaciares, del análisis de aspectos y características de los ambientes periglaciales y también del análisis de los impactos de la actividad humana sobre los ambientes criosféricos.

Finalmente, hemos tratado de ilustrar convenientemente este libro, poniendo especial atención en la cartografía moderna, en la interpretación de las imágenes satelitales y en los estudios y documentos de campo. Sin esta información sería difícil para el lector tener una visión general de las muchas observaciones glaciológicas y geocriológicas en ambientes glaciares y periglaciales.

CAPÍTULO

I



*Conceptos y definiciones básicas
de la disciplina*



I-1. Breve historia de la glaciología

Si bien el interés humano relacionado con el estudio de los glaciares y de los fenómenos que los afectan existe desde hace muchísimo tiempo, el estudio científico comenzó a desarrollarse en el siglo XVIII como consecuencia de las primeras expediciones a las zonas polares y al surgimiento de una nueva clase alta europea que solía visitar lugares pintorescos en los Pirineos y en los Alpes. Así, la glaciología empieza a gestarse como una rama de las Ciencias de la Tierra, emparentándose con lo que podría denominarse Geografía Glacial. El siguiente puede considerarse un breve resumen de los principales hitos y personajes históricos relacionados con la glaciología.

El geógrafo, matemático y físico Mijaíl Vasilievich Lomonósov (1711– 1765), fue enviado por el imperio ruso a la zona del Ártico siberiano, donde realizó trascendentales estudios y relevamientos geográficos relacionados con las tierras congeladas y los hielos marinos. A mediados del decenio de 1750 comenzó a trabajar en el Departamento de Geografía de la Academia de Ciencias rusa que, para aquel entonces, estaba realizando una serie de relevamientos geográficos en la zona del ártico siberiano y, en ese contexto, desarrolló las primeras investigaciones orientadas a formular una teoría que explique los rasgos esenciales de la dinámica marina ártica y formuló una ley general para describir los movimientos de los hielos. Por sus importantes aproximaciones al estudio geográfico de los hielos y su ley general, se lo considera como el padre de la glaciología rusa [3].

En 1837 el biólogo y geólogo suizo Jean Louis Agassiz (1807 – 1873) fue el primero en sostener científicamente la hipótesis de la existencia de una era glacial en el pasado terrestre. Esto sobre la base de observaciones realizadas previamente por Goethe, de Saussure, Venetz, Jean de Charpentier y otros investigadores, con especial referencia en los glaciares de los Alpes. En 1840 Agassiz publicó su estudio sobre los glaciares en el que se concluye que los movimientos de los glaciares influyen en la erosión de las rocas, la formación de las estrías y la distribución de depósitos rocosos en las laderas de los paisajes alpinos. En ese mismo año visitó las montañas de Escocia con William Buckland, encontrando en diversos emplazamientos indicios de una antigua actividad glacial [4].

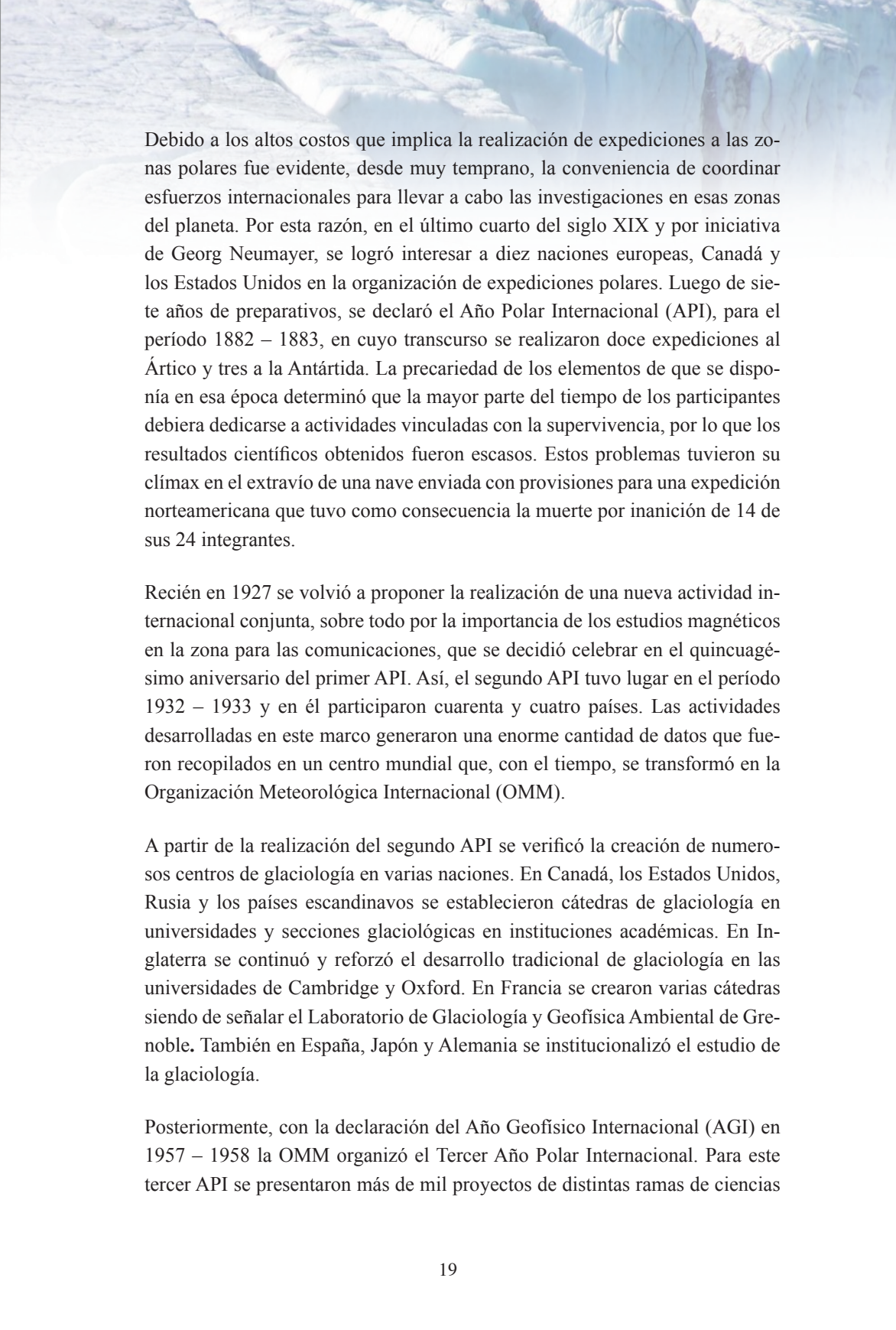
Este hallazgo se anunció en la Sociedad Geológica de Londres a través de varias comunicaciones científicas de la época. Señaló que los distritos mon-

tañosos de Inglaterra, de Gales y de Irlanda deben ser también considerados como centros de formación glaciares y, finalmente, Agassiz afirmó que *“grandes campos glaciares, parecidos a los de Groenlandia, han recubierto todos los países en los que encontramos grava no estratificada que es producida por la abrasión de los glaciares sobre las rocas subyacentes”*.

A partir del legado de Lomonósov la escuela geográfica rusa continuó con la investigación de los hielos, nieves y glaciares. Uno de sus más brillantes representantes fue el Príncipe Piotr Alexéievich Kropotkin (1842 – 1921), geógrafo y pensador político ruso, reconocido mundialmente como el principal teórico del movimiento anarquista. Kropotkin sirvió en el Ejército ruso desde 1862 hasta 1867 y, durante ese periodo, dirigió dos expediciones sucesivas a Siberia y Manchuria, que proporcionaron conocimientos geográficos de gran valor además de permitirle formular una importante contribución científica para la comprensión de los procesos de deshielo. Regresó a San Petersburgo en 1867, donde fue nombrado miembro oficial de la Sociedad Geográfica rusa y posteriormente continuó explorando los glaciares de Finlandia y Suecia entre 1871 y 1873.

En los países occidentales la teoría glacial de Agassiz impulsó el desarrollo de la teoría del ciclo geomorfológico de William Morris Davis relacionada con el modelado geomorfológico de los procesos glaciares en el pasado. En el desarrollo de estas ideas se pueden destacar las contribuciones de Otto Torell (1828-1900), que fue pionero en la investigación sobre los glaciares y depósitos periglaciales polares; y las de Helgi Pjetursson (1872-1949) geólogo islandés que propuso, en su tesis doctoral, la teoría de que se habían producido varias glaciaciones previas en Islandia a lo largo del tiempo geológico. Por su parte, James Croll (1821 – 1890) fue el primero en proponer una teoría del cambio climático asociándolo a los cambios en la órbita terrestre lo que implica que el desarrollo de los ciclos glaciares depende de cómo la energía solar incide en nuestro planeta [5].

A partir de estos trabajos pioneros la glaciología, como rama específica de la ciencia, nace a principios del Siglo XX, fundamentalmente a partir de los trabajos de rusos, británicos, italianos y franceses. Luego del final de la Segunda Guerra Mundial, el desarrollo de la glaciología recibe un fuerte impulso como consecuencia de la disponibilidad de equipos de medición cada vez más avanzados y de la necesidad de mejorar el conocimiento de las áreas polares y de alta montaña.



Debido a los altos costos que implica la realización de expediciones a las zonas polares fue evidente, desde muy temprano, la conveniencia de coordinar esfuerzos internacionales para llevar a cabo las investigaciones en esas zonas del planeta. Por esta razón, en el último cuarto del siglo XIX y por iniciativa de Georg Neumayer, se logró interesar a diez naciones europeas, Canadá y los Estados Unidos en la organización de expediciones polares. Luego de siete años de preparativos, se declaró el Año Polar Internacional (API), para el período 1882 – 1883, en cuyo transcurso se realizaron doce expediciones al Ártico y tres a la Antártida. La precariedad de los elementos de que se disponía en esa época determinó que la mayor parte del tiempo de los participantes debiera dedicarse a actividades vinculadas con la supervivencia, por lo que los resultados científicos obtenidos fueron escasos. Estos problemas tuvieron su clímax en el extravío de una nave enviada con provisiones para una expedición norteamericana que tuvo como consecuencia la muerte por inanición de 14 de sus 24 integrantes.

Recién en 1927 se volvió a proponer la realización de una nueva actividad internacional conjunta, sobre todo por la importancia de los estudios magnéticos en la zona para las comunicaciones, que se decidió celebrar en el quincuagésimo aniversario del primer API. Así, el segundo API tuvo lugar en el período 1932 – 1933 y en él participaron cuarenta y cuatro países. Las actividades desarrolladas en este marco generaron una enorme cantidad de datos que fueron recopilados en un centro mundial que, con el tiempo, se transformó en la Organización Meteorológica Internacional (OMM).

A partir de la realización del segundo API se verificó la creación de numerosos centros de glaciología en varias naciones. En Canadá, los Estados Unidos, Rusia y los países escandinavos se establecieron cátedras de glaciología en universidades y secciones glaciológicas en instituciones académicas. En Inglaterra se continuó y reforzó el desarrollo tradicional de glaciología en las universidades de Cambridge y Oxford. En Francia se crearon varias cátedras siendo de señalar el Laboratorio de Glaciología y Geofísica Ambiental de Grenoble. También en España, Japón y Alemania se institucionalizó el estudio de la glaciología.

Posteriormente, con la declaración del Año Geofísico Internacional (AGI) en 1957 – 1958 la OMM organizó el Tercer Año Polar Internacional. Para este tercer API se presentaron más de mil proyectos de distintas ramas de ciencias

de la Tierra de los cuales 75 estaban afectados con temas de glaciología y estudio de zonas periglaciales. El Cuarto Año Polar Internacional transcurrido entre 2007 y 2009 fue patrocinado por el **Consejo Internacional de Uniones Científicas (CIUC)** y la **Organización Meteorológica Mundial**, con más de 200 proyectos relacionados en todo el mundo.

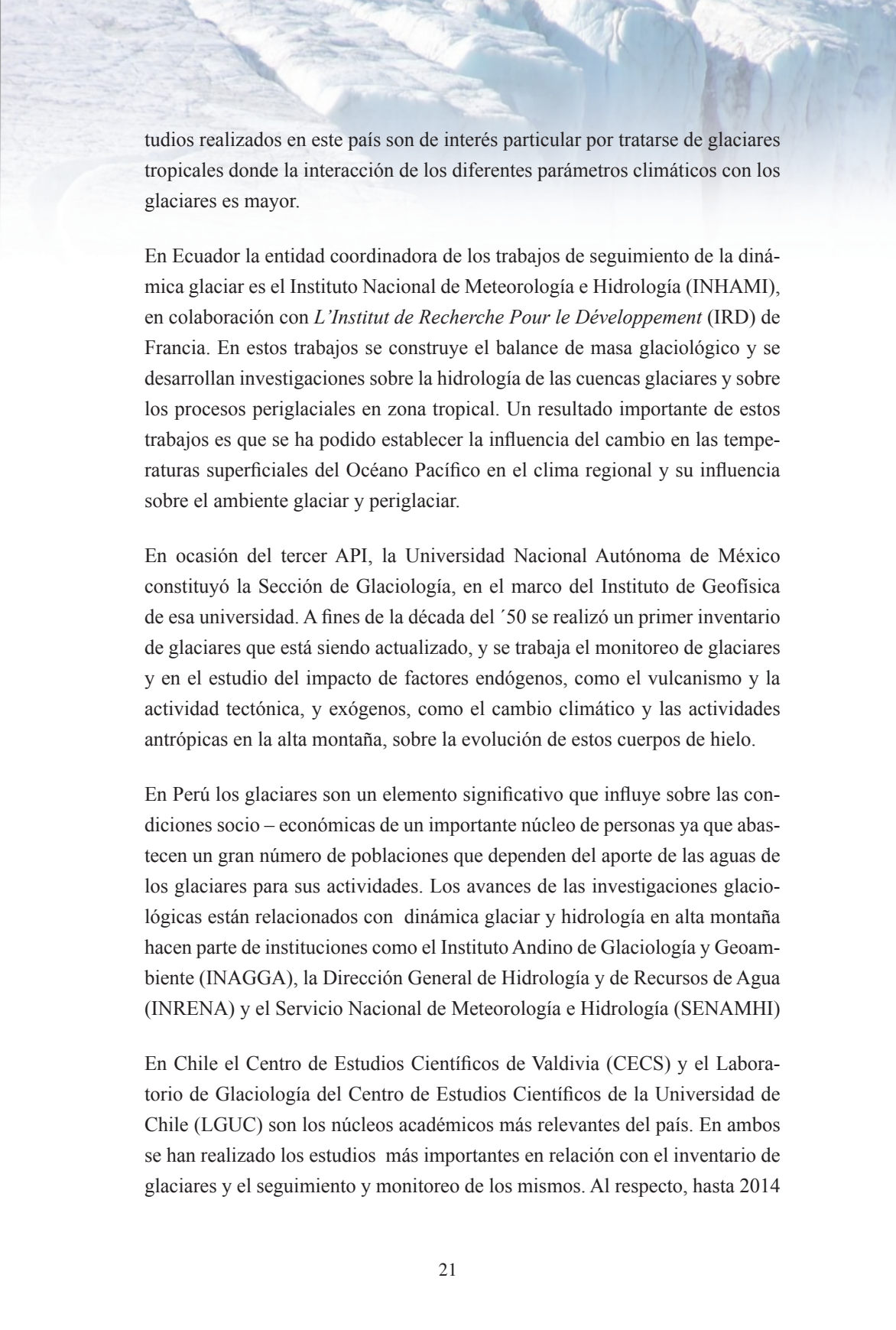
En las últimas décadas la investigación glaciológica en América Latina ha mostrado un significativo crecimiento debido a la existencia, en ese ámbito, de un gran número de glaciares de alta montaña que se encuentran distribuidos sobre un amplio rango de latitud. En particular, los glaciares localizados en las franjas tropical y subtropical son especialmente interesantes, toda vez que en ellos el impacto del cambio climático y de las variaciones atmosféricas tiene una respuesta mucho más rápida que la que se verifica a latitudes mayores y por las consecuencias de estos efectos sobre las comunidades que emplean recursos hídricos de origen glaciar.

Si bien los países de la región en los que la glaciología presenta mayor desarrollo son Argentina y Chile, hay actividad significativa en varias otras naciones, siendo los más destacados los trabajos que se desarrollan en Bolivia, Colombia, Ecuador, México y Perú.

En Bolivia se ha recopilado información detallada sobre la dinámica glaciar con énfasis en el análisis de los balances de masa y de energía. Los estudios más significativos han sido financiados y desarrollados en el marco de la cooperación entre *L'Institut de Recherche Pour le Développement (IRD)* de Francia, el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) y el Centro de Investigaciones en Cambios Globales Jaime Argollo.

El Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) de Colombia realizan cabo estudios glaciológicos desde mediados de la década del '90. El IDEAM ha completado el inventario de glaciares en la sierra nevada de El Cocuy, ubicada sobre la cordillera oriental y mantiene un monitoreo de los mismos que incluye el análisis de la variación en el tiempo de los balances de masa.

Los estudios realizados incluyen también otras zonas de los Andes colombianos donde se tienen características climáticas y geológicas diferentes. Los es-

A photograph of a glacier, showing a person standing on the ice to provide a sense of scale. The glacier is a large, white, textured mass of ice, with some crevasses visible. The person is a small figure in the distance, wearing dark clothing. The background is a bright, overcast sky.

tudios realizados en este país son de interés particular por tratarse de glaciares tropicales donde la interacción de los diferentes parámetros climáticos con los glaciares es mayor.

En Ecuador la entidad coordinadora de los trabajos de seguimiento de la dinámica glaciar es el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INHAMI), en colaboración con *L'Institut de Recherche Pour le Développement* (IRD) de Francia. En estos trabajos se construye el balance de masa glaciológico y se desarrollan investigaciones sobre la hidrología de las cuencas glaciares y sobre los procesos periglaciales en zona tropical. Un resultado importante de estos trabajos es que se ha podido establecer la influencia del cambio en las temperaturas superficiales del Océano Pacífico en el clima regional y su influencia sobre el ambiente glaciar y periglaciar.

En ocasión del tercer API, la Universidad Nacional Autónoma de México constituyó la Sección de Glaciología, en el marco del Instituto de Geofísica de esa universidad. A fines de la década del '50 se realizó un primer inventario de glaciares que está siendo actualizado, y se trabaja el monitoreo de glaciares y en el estudio del impacto de factores endógenos, como el vulcanismo y la actividad tectónica, y exógenos, como el cambio climático y las actividades antrópicas en la alta montaña, sobre la evolución de estos cuerpos de hielo.

En Perú los glaciares son un elemento significativo que influye sobre las condiciones socio – económicas de un importante núcleo de personas ya que abastecen un gran número de poblaciones que dependen del aporte de las aguas de los glaciares para sus actividades. Los avances de las investigaciones glaciológicas están relacionados con dinámica glaciar y hidrología en alta montaña hacen parte de instituciones como el Instituto Andino de Glaciología y Geoambiente (INAGGA), la Dirección General de Hidrología y de Recursos de Agua (INRENA) y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI)

En Chile el Centro de Estudios Científicos de Valdivia (CECS) y el Laboratorio de Glaciología del Centro de Estudios Científicos de la Universidad de Chile (LGUC) son los núcleos académicos más relevantes del país. En ambos se han realizado los estudios más importantes en relación con el inventario de glaciares y el seguimiento y monitoreo de los mismos. Al respecto, hasta 2014

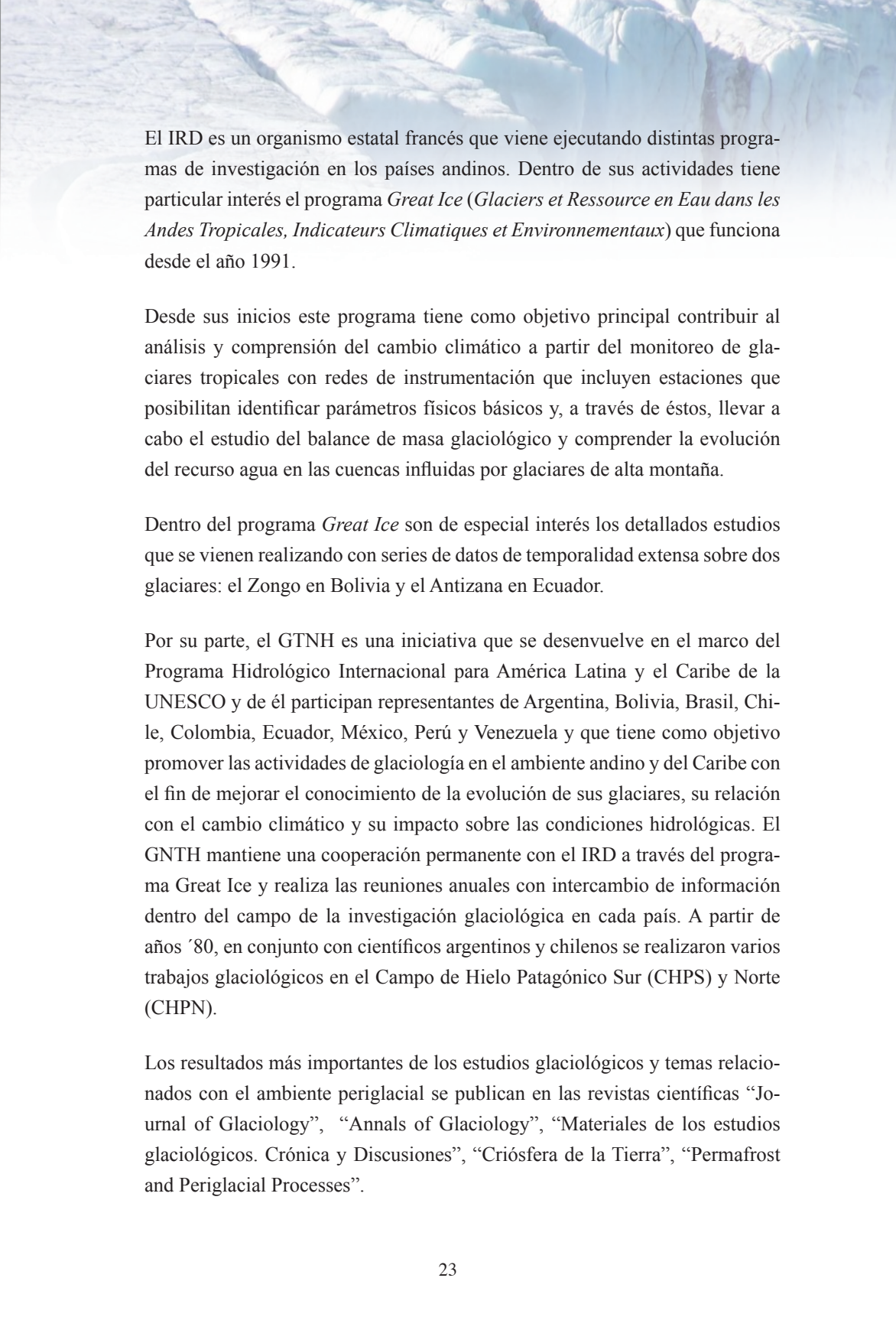
se inventariaron 24114 glaciares que cubren una superficie de 23.641,6 km² de hielo [6].

En territorio chileno, entonces, se encuentra la tercera mayor superficie de campo unido de hielo del mundo después de la Antártida y Groenlandia. Ambas instituciones son muy significativas, tanto en América Latina como en el mundo, dado el nivel de sus investigaciones y el intercambio de información que llevan a cabo con diferentes instituciones nacionales e internacionales. Ambas instituciones desarrollan no sólo actividades de investigación científica sino que también realizan actividades de docencia superior, prestación de servicios, transferencia de conocimientos y resultados a la comunidad.

En Argentina las instituciones más importantes dedicadas al estudio de la glaciología son el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), constituido como una unidad del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) en la que participan además la Universidad Nacional de Cuyo y los Gobiernos de Mendoza y San Juan, y el Instituto Antártico Argentino (IAA).

El IANIGLA está instalado en el Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de Mendoza (CRICYT). La actividad de IANIGLA integra la investigación científica, la docencia superior y la transferencia de conocimientos y servicios en distintos aspectos de las ciencias ambientales, incluyendo distintos aspectos del estudio de glaciología y zona periglacial. El Instituto Antártico Argentino (IAA), creado el 17 de abril de 1951 fue el primer organismo mundial dedicado exclusivamente a las investigaciones antárticas y es el ente rector de la actividad de ciencia y tecnología que la República Argentina lleva a cabo en la Antártida y glaciares en Tierra de Fuego y Patagonia. El notable cambio climático registrado en la Península Antártica es uno de los más marcados en toda la Tierra y la mayor parte de los estudios glaciológicos se realizaron sobre el sector este de la península y las islas archipiélago James Ross y las isla Shetland del Sur.

A esta breve descripción de la actividad que se desarrolla en América Latina en relación con la glaciología se debe agregar una mención a dos instituciones que realizan aportes significativos en el campo, L'Institut de Recherche Pour le Développement (IRD) y el Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos (GTNH).



El IRD es un organismo estatal francés que viene ejecutando distintos programas de investigación en los países andinos. Dentro de sus actividades tiene particular interés el programa *Great Ice (Glaciers et Ressource en Eau dans les Andes Tropicales, Indicateurs Climatiques et Environnementaux)* que funciona desde el año 1991.

Desde sus inicios este programa tiene como objetivo principal contribuir al análisis y comprensión del cambio climático a partir del monitoreo de glaciares tropicales con redes de instrumentación que incluyen estaciones que posibilitan identificar parámetros físicos básicos y, a través de éstos, llevar a cabo el estudio del balance de masa glaciológico y comprender la evolución del recurso agua en las cuencas influenciadas por glaciares de alta montaña.

Dentro del programa *Great Ice* son de especial interés los detallados estudios que se vienen realizando con series de datos de temporalidad extensa sobre dos glaciares: el Zongo en Bolivia y el Antizana en Ecuador.

Por su parte, el GTNH es una iniciativa que se desenvuelve en el marco del Programa Hidrológico Internacional para América Latina y el Caribe de la UNESCO y de él participan representantes de Argentina, Bolivia, Brasil, Chile, Colombia, Ecuador, México, Perú y Venezuela y que tiene como objetivo promover las actividades de glaciología en el ambiente andino y del Caribe con el fin de mejorar el conocimiento de la evolución de sus glaciares, su relación con el cambio climático y su impacto sobre las condiciones hidrológicas. El GNTN mantiene una cooperación permanente con el IRD a través del programa *Great Ice* y realiza las reuniones anuales con intercambio de información dentro del campo de la investigación glaciológica en cada país. A partir de años '80, en conjunto con científicos argentinos y chilenos se realizaron varios trabajos glaciológicos en el Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) y Norte (CHPN).

Los resultados más importantes de los estudios glaciológicos y temas relacionados con el ambiente periglacial se publican en las revistas científicas “*Journal of Glaciology*”, “*Annals of Glaciology*”, “*Materiales de los estudios glaciológicos. Crónica y Discusiones*”, “*Criósfera de la Tierra*”, “*Permafrost and Periglacial Processes*”.

En la bibliografía que se ofrece al final de este capítulo el lector interesado encontrará un listado de textos fundamentales que ilustran las ideas modernas de esta rama de la ciencia.

I-2. Cronología de las glaciaciones

Como se señaló en el apartado anterior, ya a comienzos del siglo XIX se había concluido que, a lo largo de la historia del planeta, se habían producido avances y retrocesos importantes de las masas de hielo. Sin embargo, las capacidades tecnológicas disponibles en la época no permitieron avanzar en la obtención de una imagen más detallada de los procesos ocurridos. En la actualidad, a partir de las posibilidades que ofrecen las modernas técnicas experimentales ha sido posible avanzar significativamente en esa dirección. Para ello se utilizan, básicamente, determinaciones sobre los efectos de las glaciaciones en tres aspectos: geológicos, químicos y paleontológicos.

Desde el punto de vista de la geología, es posible obtener conclusiones respecto de la existencia histórica de masas de hielo a partir del análisis morfológico de las rocas y de la fisonomía orográfica de un sitio o región determinados.

Los estudios químicos, por su parte, se basan en el análisis del contenido isotópico de algunos elementos, principalmente oxígeno y en menor medida carbono, en rocas sedimentarias, en núcleos sedimentarios oceánicos y también, para los períodos glaciales más recientes, en núcleos de hielo perenne.

Los datos paleontológicos, por su parte, analizan la distribución geográfica de los fósiles en función del tiempo. Durante un periodo de glaciación, los organismos adaptados al frío migran hacia latitudes más bajas, y los organismos que prefieren un clima más cálido se extinguen o viven en zonas más ecuatoriales. Esto da lugar a la aparición de **refugios glaciales** y movimientos biogeográficos de retorno.

Debe señalarse, sin embargo, que dada la complejidad de los fenómenos involucrados y los largos periodos de tiempo, ninguna de estas determinaciones puede, por sí sola, dar certeza de la prevalencia de condiciones glaciares en una época determinada. Se requiere un análisis conjunto de todos los datos disponibles para poder arribar a conclusiones.

En base a este tipo de análisis global la visión actual de los glaciólogos respecto de la cronología de las glaciaciones sostiene que hay evidencia incontrovertible respecto de que, durante los últimos millones de años, se ha producido una alternancia de periodos glaciares con periodos interglaciares y que la velocidad con que se producen estos cambios implica lapsos de tiempo que exceden, con mucho la vida media de un hombre.

Así, hay acuerdo general en que la cronología de las glaciaciones se puede esquematizar sobre la base de la existencia de cinco grandes periodos glaciares clasificados según se muestra en la Tabla I- 1 [7].

Período glacial	Inicio	Fin
Cuaternario	2.500.000 A.C.	10.000 A.C.
Karoo	360.000.000 A.C.	260.000.000 A.C.
Andino – Sahariano	450.000.000 A.C.	420.000.000 A.C.
Sturtian – Varangian	850.000.000 A.C.	635.000.000 A.C.
Huroniano	2.400.000.000 A.C.	2.100.000.000 A.C.

Tabla 1.1. Clasificación de los cinco grandes periodos glaciares.

Hay también evidencia de que dentro de cada gran periodo glacial hay variaciones con etapas de aumento y etapas de descenso de la temperatura. En este particular, es de interés considerar dos de esas etapas dentro del periodo cuaternario.

La primera de ellas, conocida como la glaciación de Würm, se inició hace unos 100.000 años y finalizó entre el año 15.000 A.C. y el año 10.000 A.C. Durante ese lapso se produjeron diferentes variaciones de avance y retroceso de los límites del hielo permanente con un punto de avance máximo que se produjo alrededor del año 18.000 A.C. con diferencias significativas entre distintas zonas del planeta.

El segundo episodio a considerar, de mucha menor duración, es la llamada “pequeña edad de hielo”, que se extendió entre comienzos del siglo XIV y mediados del XIX poniendo fin a un periodo excepcionalmente caluroso que se denomina “óptimo climático medieval”. Este caso es de interés porque, debido a la proximidad del evento hay datos más precisos que permiten avanzar sobre las causas del fenómeno.

En efecto, durante la pequeña edad de hielo los mínimos de temperatura se alcanzaron en tres momentos: *ca.* 1650, *ca.* 1770 y *ca.* 1850. Estos periodos confirmaron debido a las investigaciones de depósitos lacustres y épocas de formación morenas laterales en criósfera de cordillera Altai en Asia Central [8, 9].

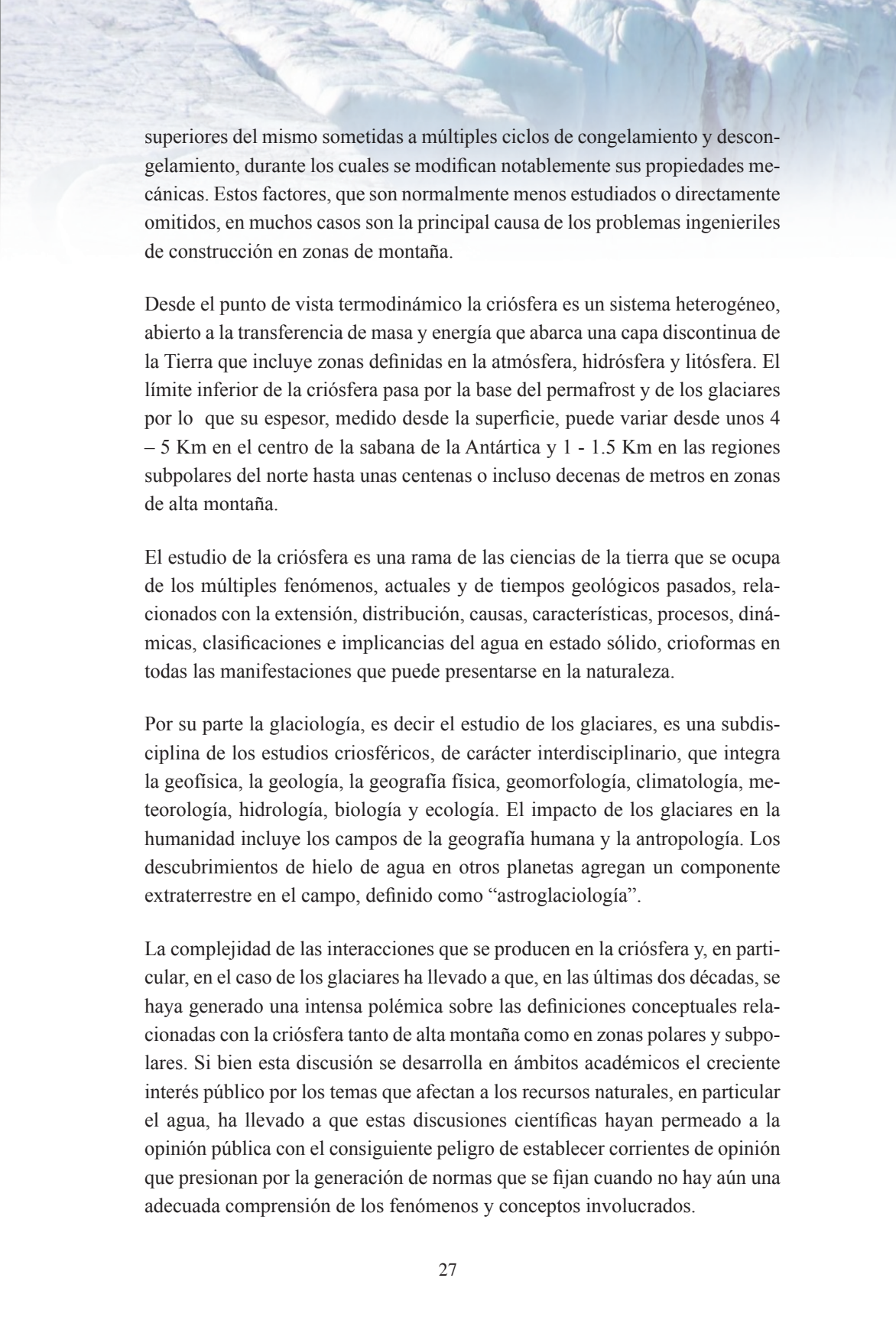
A partir de correlacionar estos hechos con fenómenos ocurridos contemporáneamente se mencionan como posibles causas factores como la caída en la actividad solar reflejada en las manchas solares [10], la elevada actividad volcánica registrada en la época que aumentó la concentración de dióxido de azufre en el aire generando en la estratósfera partículas de ácido sulfúrico que reflejan la luz solar [11] y la reacción a las temperaturas elevadas verificadas en el óptimo climático medieval que produjeron modificaciones en las corrientes marinas [12].

Desde un punto de vista más amplio, si nos interrogamos respecto de cuáles son las causas que ponen en marcha el proceso de glaciación encontramos que en la literatura hay consenso respecto de varios factores entre los que se incluyen las variaciones de la órbita de la Tierra alrededor del Sol y de la de éste en relación con la galaxia [13,14], las modificaciones en la composición de la atmósfera terrestre [15], la dinámica de las placas tectónicas [16] y factores aleatorios, como erupciones volcánicas o caída de meteoritos.

I-3. La criósfera y sus componentes

Llamamos criósfera a la parte de la corteza terrestre en la cual se forma hielo (del griego *kryos* = hielo) y donde se producen procesos relacionados con él prevaleciendo durante gran parte del año condiciones crióticas, es decir, las aguas, suelos o rocas están a temperaturas bajo cero. La criósfera, que incluye la Antártida, el Océano Ártico, Groenlandia, el Norte de Canadá, el Norte de Siberia y la mayor parte de las cimas más altas de cadenas montañosas, es un ambiente muy sensible a los cambios climáticos y a las modificaciones antrópicas del terreno. Estos cambios producen efectos que pueden tener una acción directa, por ejemplo sobre el retroceso de los glaciares.

También pueden condicionar los procesos y las formas criogénicas relacionadas con el suelo congelado permanentemente (permafrost) o con las capas



superiores del mismo sometidas a múltiples ciclos de congelamiento y descongelamiento, durante los cuales se modifican notablemente sus propiedades mecánicas. Estos factores, que son normalmente menos estudiados o directamente omitidos, en muchos casos son la principal causa de los problemas ingenieriles de construcción en zonas de montaña.

Desde el punto de vista termodinámico la criósfera es un sistema heterogéneo, abierto a la transferencia de masa y energía que abarca una capa discontinua de la Tierra que incluye zonas definidas en la atmósfera, hidrósfera y litósfera. El límite inferior de la criósfera pasa por la base del permafrost y de los glaciares por lo que su espesor, medido desde la superficie, puede variar desde unos 4 – 5 Km en el centro de la sabana de la Antártica y 1 - 1.5 Km en las regiones subpolares del norte hasta unas centenas o incluso decenas de metros en zonas de alta montaña.

El estudio de la criósfera es una rama de las ciencias de la tierra que se ocupa de los múltiples fenómenos, actuales y de tiempos geológicos pasados, relacionados con la extensión, distribución, causas, características, procesos, dinámicas, clasificaciones e implicancias del agua en estado sólido, crioformas en todas las manifestaciones que puede presentarse en la naturaleza.

Por su parte la glaciología, es decir el estudio de los glaciares, es una subdisciplina de los estudios criosféricos, de carácter interdisciplinario, que integra la geofísica, la geología, la geografía física, geomorfología, climatología, meteorología, hidrología, biología y ecología. El impacto de los glaciares en la humanidad incluye los campos de la geografía humana y la antropología. Los descubrimientos de hielo de agua en otros planetas agregan un componente extraterrestre en el campo, definido como “astroglaciología”.

La complejidad de las interacciones que se producen en la criósfera y, en particular, en el caso de los glaciares ha llevado a que, en las últimas dos décadas, se haya generado una intensa polémica sobre las definiciones conceptuales relacionadas con la criósfera tanto de alta montaña como en zonas polares y subpolares. Si bien esta discusión se desarrolla en ámbitos académicos el creciente interés público por los temas que afectan a los recursos naturales, en particular el agua, ha llevado a que estas discusiones científicas hayan permeado a la opinión pública con el consiguiente peligro de establecer corrientes de opinión que presionan por la generación de normas que se fijan cuando no hay aún una adecuada comprensión de los fenómenos y conceptos involucrados.

I-4. Glaciares y permafrost

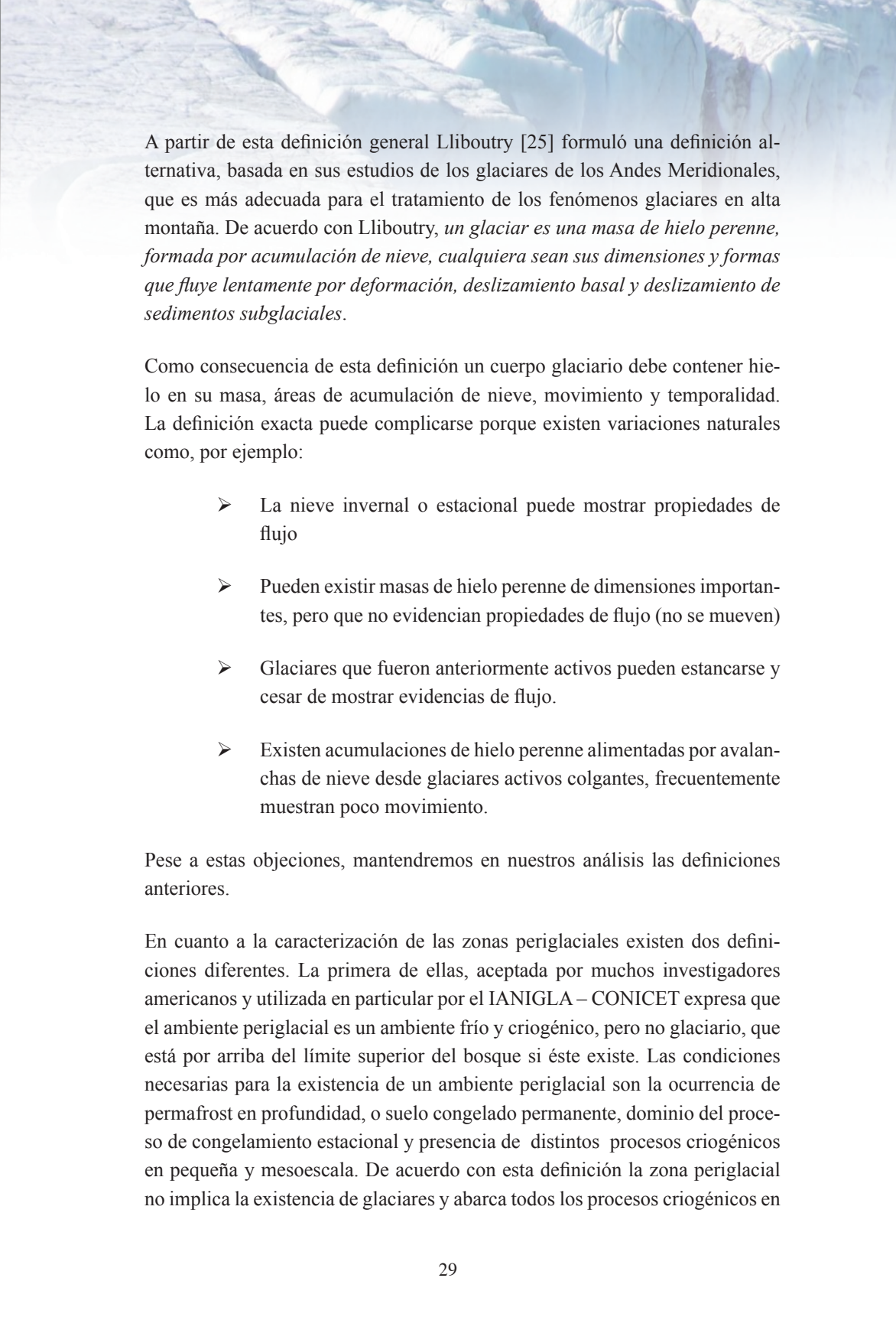
Una mirada global a los componentes de la criósfera indica que deben tomarse en cuenta cuatro grandes componentes: la cobertura de nieve terrestre, los hielos marinos, el permafrost y las grandes masas de hielo. Algunos de estos componentes presentan un comportamiento fuertemente estacional en tanto que otros son menos afectados por ese tipo de factores, como se puede ver de los datos que se muestran en la Tabla 1.2. donde se resume el área y el volumen ocupado por cada una de estas formas[17-24] .

Componente	Especificación	Superficie/km ²	Volumen/km ³
Cobertura de nieve	Hemisferio Norte, fin de enero	46,5	0,002
	Hemisferio Norte, fin de agosto	3,9	<0,0005
	Hemisferio Sur, fin de julio	0,85	<0,0005
	Hemisferio Sur, fin de abril	0,07	<0,0005
Hielo marino	Hemisferio Norte, fin de marzo	14,0	0,05
	Hemisferio Norte, fin de septiembre	6,0	0,02
	Hemisferio Sur, fin de septiembre	15,0	0,02
	Hemisferio Sur, fin de febrero	2,0	0,005
Permafrost	Continuo	10,7	0,025
	Discontinuo	12,1	0,012
Grandes masas de hielo	Antártida oriental	10,1	22,7
	Antártida occidental y península	2,3	3,0
	Groenlandia	1,8	2,6
	Glaciares de alta montaña	0,68	0,18
	Barreras de hielo	1,5	0,66

Tabla 1.2. Componentes de la criósfera.

Centrando nuestro interés en el comportamiento de la litósfera, como parte de la criósfera, tenemos que la glaciología enfoca su interés en el estudio del comportamiento de las grandes masas de hielo y el permafrost.

En principio, existen por lo menos cuatro escuelas científicas modernas de glaciología: anglosajona, francesa, suizo-germana y rusa. Todas las definiciones referidas a cuerpos glaciarios son prácticamente iguales y, en general, coinciden en identificar a un glaciar como una masa de hielo, de amplitud hectométrica o mayor, permanente a escala humana, que se deforma bajo efecto de su propio peso. Esta masa se desplaza a una velocidad anual de orden métrico a kilométrico en superficie.

A photograph of a glacier with a person standing on it for scale. The glacier is a large, white, textured mass of ice and snow, with a person standing on a narrow ledge of ice in the foreground. The background shows more of the glacier and some rocky terrain.

A partir de esta definición general Lliboutry [25] formuló una definición alternativa, basada en sus estudios de los glaciares de los Andes Meridionales, que es más adecuada para el tratamiento de los fenómenos glaciares en alta montaña. De acuerdo con Lliboutry, *un glaciar es una masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualquiera sean sus dimensiones y formas que fluye lentamente por deformación, deslizamiento basal y deslizamiento de sedimentos subglaciales.*

Como consecuencia de esta definición un cuerpo glaciario debe contener hielo en su masa, áreas de acumulación de nieve, movimiento y temporalidad. La definición exacta puede complicarse porque existen variaciones naturales como, por ejemplo:

- La nieve invernal o estacional puede mostrar propiedades de flujo
- Pueden existir masas de hielo perenne de dimensiones importantes, pero que no evidencian propiedades de flujo (no se mueven)
- Glaciares que fueron anteriormente activos pueden estancarse y cesar de mostrar evidencias de flujo.
- Existen acumulaciones de hielo perenne alimentadas por avalanchas de nieve desde glaciares activos colgantes, frecuentemente muestran poco movimiento.

Pese a estas objeciones, mantendremos en nuestros análisis las definiciones anteriores.

En cuanto a la caracterización de las zonas periglaciales existen dos definiciones diferentes. La primera de ellas, aceptada por muchos investigadores americanos y utilizada en particular por el IANIGLA – CONICET expresa que el ambiente periglacial es un ambiente frío y criogénico, pero no glaciario, que está por arriba del límite superior del bosque si éste existe. Las condiciones necesarias para la existencia de un ambiente periglacial son la ocurrencia de permafrost en profundidad, o suelo congelado permanente, dominio del proceso de congelamiento estacional y presencia de distintos procesos criogénicos en pequeña y mesoescala. De acuerdo con esta definición la zona periglacial no implica la existencia de glaciares y abarca todos los procesos criogénicos en

el permafrost y en las regiones con congelamiento estacional donde se pueden observar algunas formas criogénicas. En este caso todas las zonas frías de la Tierra se pueden considerar periglaciales ya sea que existan glaciares, criofor-
mas relacionadas con permafrost o congelamiento estacional profundo.

La otra definición de ambiente periglacial, que es la que aceptan los autores de este libro está basada en los conceptos originales desarrollados en Rusia, los países nórdicos de Europa y Asia y se basa en los estudios realizados en los Montes Cárpatos, a comienzos del siglo pasado, por Lozinzki [26] quien definió el concepto de área periglacial como la zona en la que se produjeron modificaciones en el ambiente rocoso como consecuencia de la acción de glaciares durante el Pleistoceno y el presente. Esta definición se considera hoy la más precisa y detallada y el consenso general es que la definición de un área como de tipo periglacial debe tomar en cuenta una variedad de factores que incluyen la presencia glaciares o nieves perennes, la existencia o no de permafrost, la existencia y características de erosión térmica de rocas, etc. Estas características pueden variar de un entorno a otro y, por lo tanto, es necesario mantener un criterio flexible en la identificación de un área periglacial. En el capítulo dedicado a los glaciares en Andes se encuentra la descripción y explicación de diferentes ambientes periglaciales en esta región.

Por su parte, tomaremos como definición de permafrost al suelo o roca, incluyendo hielo y materia orgánica, que permanece a una temperatura de 0 °C o inferior, por lo menos dos años consecutivos [27].

El permafrost se genera en invierno por la extracción de calor del suelo hacia la atmósfera fría. En verano el calor fluye del aire caliente hacia el suelo más frío calentando la primera capa del permafrost, que se puede licuar. En consecuencia, dependiendo del resultado de ese balance de energía la capa de permafrost crece o se degrada, según el balance sea negativo o positivo, respectivamente.

Por otra parte, existe un flujo de calor geotérmico que proviene del núcleo terrestre que alcanza a la capa de permafrost y, por lo tanto, limita el crecimiento en profundidad de la misma. De ese modo, es posible distinguir una capa activa, de espesor variable según la época del año, un nivel tope del permafrost, también variable según la estación y una base del permafrost.

De acuerdo con el análisis realizado por van Everdingen [28] y que se muestra en la Figura 1.1, la evolución de la capa activa desde el invierno (sector izquierdo de la Figura 1.1.) cuando la temperatura del aire es menor a 0°C hacia el verano (sector derecho de la Figura 1.1.) con temperaturas ambientes superiores a 0°C .

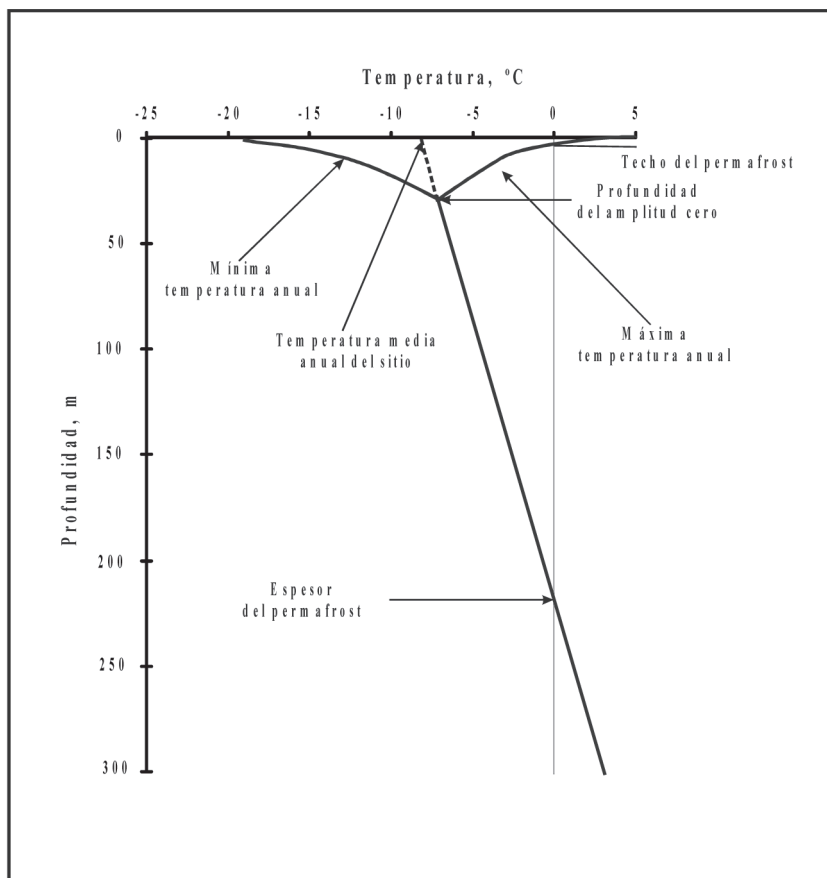


Figura 1.1. Esquema de la estructura del permafrost.

Como es evidente, el factor principal que determina las características de la capa activa y el cambio de temperatura en la parte superior de permafrost es la temperatura del aire, pero también influyen otros aspectos, como la insolación, la topografía del terreno, en particular su pendiente, la conductividad térmica del terreno y las condiciones superficiales: cobertura de nieve, vegetaciones. Por esta razón, cuando se analiza el permafrost en lugares de alta montaña es imprescindible la realización de estudios y mediciones *in situ* ya que las condiciones que afectan a los flujos de calor dependen críticamente del sitio de que se trate.

Referencias

- 1.- Shiklomanov, I.A. (1999). *World water resources at the beginning of the 21st century* Instituto Hidrológico del Estado (San Petersburgo) y UNESCO. París.
2. -<http://www.usgs.gov/default.as>
- 3.- Saveliev, B. (1991). *Glaciología*. Moscú, Universidad estatal de Moscú, 288.
- 4.- Boylan, P.J.(1978). *The Role of William Buckland (1784-1856) in the Recognition of Glaciation in the British Isles*. *Zusamm. VIII Symposium INHIGEO, Munster* 12-24 Sept. 1978, 33.
- 5.- Croll, J. (1893). *Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the earth's climate*. Edición reimpressa de D. Appleton and Company, 577.
- 6.- <http://www.latercera.com/noticia/tendencias/2014/>
- 7.- Van Andel, Tjeerd H. (1994). *New Views on an Old Planet: A History of Global Change* (2ª edición) Cambridge University Press. Cambridge (UK).
8. - Scnitnikov A.V. (1957). *Ismenchivost obshey uvlajnenosti kontinentov severnogo poluscharia (El cambio de humedad común de los continentes de hemisferio boreal)*. *Bull. Sociedad Geográfica URSS*. T. 16, Moscu, Rusia, 337,(En Ruso).
9. - Ermolin, E. *Evoliuziya kriocfery Altaya v techenii golozena (Evolución de la criósfera de Altay durante el Holoceno)*. (1992). *Investigaciones glaciológicas de Siberia*. Tomsk, Rusia, 34-41, (En Ruso).
- 10.- Crowley, Thomas J. (2000). *Causes of Climate Change Over the Plast 1000 Years*. *Science*; (289), 270-277.
- 11.- Robock, Alan. (1979). *The "Little Ice Age": Northern Hemisphere Average Observations and Model Calculations*. *Science* (206) 1402-1404.
- 12.-NASA Science News, *A chilling possibility*, http://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2004/05mar_arctic
- 13.- Berger, A. (1985). *Milankovich theory and climate*, *Reviews of geophysics* 26, 624-657.
- 14.- Hyde, W.T. y Peltier, W.R., *Sensitivity (19879. experiments with a Model of the Ice Age Cycle: yhe Response to Lilankovitch Forcing*, *Journal of the Atmospheric Sciences* 44, 1351-1374.
- 15.- Kaufman, A.J., Knoll, A.H. y Narbonne, G.M. (1997). *Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history*, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 94, 6600-6605.

- 16.- Mix, A.C., Bard, E. y Schneider R. (2001). *Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG)*, Quaternary Science Reviews 20, 627-657.
- 17.- *Atlas de la nieve y el hielo en el mundo*. (1997). Moscú. Academia Rusa de Ciencias. 392, (En Ruso).
- 18.- *Atlas de Antártica*. (1966). T 1, Moscú – Leningrado, GUGK, 225.
- 19.- *Atlas de Antártica*. (1969). T 2, Moscú – Leningrado, GUGK, 598.
- 20.- Dolgushin, L. (2000). *Present last glaciation. Reference book*. Data of glaciological studies, Publ. 88, M., 157-208.
21. Mercer, J. (1967). *Southern Hemisphere Glacier Atlas*. Earth Sciences Laboratory U.S. 325.
- 22.- *Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere*. (1975). V. 1. Ed. W.O. Field. Hanover (N.H.), 698.
- 23.- Vturin, B. (1975). *Ground ice of USSR*. Moscow, Nauka, 215, (En Ruso).
- 24.- Washburn, A. (1979). *Geocryology*. E. Arnold, London, 406.
- 25.- Lliboutry, L. (1956). *Nieves y glaciares de Chile: fundamentos de glaciología*, Santiago de Chile, 447.
- 26.- von Lozinski, W. (1909). *Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine in gemässigten klima*, Bull. International de l'Académie des Sciences de Cracovie, 1-25.
- 27.- <http://ipa.arcticportal.org/resources/what-is-permafrost>
- 28.- van Everdingen, R. (1998). *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*, University of Calgary, Calgary, Canada.

CAPÍTULO

II



*Métodos de estudio
del ambiente glaciar*



II.1. Aspectos generales del estudio glaciológico

Los estudios glaciológicos se llevan a cabo usualmente a través de varias etapas consecutivas que incluyen distintos métodos y tareas en gabinete, en campo y en laboratorio y que tienen como objetivo final la formulación del modelo glaciológico y la propuesta de un esquema de la evolución del glaciar en el futuro.

Así, cuando se trata de estudiar un glaciar que no es bien conocido la primera fase del trabajo es el análisis de la bibliografía y los datos históricos disponibles, a los que se incorporan resultados obtenidos mediante metodologías de procesamiento digital de distintos sensores remotos como lo son las imágenes satelitales y las fotos aéreas en combinación con modelos digitales de terreno.

Los datos resultantes se incorporan como información estandarizada, utilizando un sistema de información geográfico (SIG), al proyecto internacional Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) liderado por el servicio geológico de los Estados Unidos (USGS), el cual tiene como objetivo inventariar globalmente los glaciares utilizando principalmente los sensores Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) y Enhanced Thematic Mapper (ETM+) montados en las plataformas satelitales TERRA y Landsat 7 respectivamente [1,2]. Estos inventarios glaciológicos son vitales para el monitoreo del sistema climático global y de su impacto sobre la disponibilidad de recursos hídricos [3].

Los estudios glaciológicos modernos emplean diferentes aproximaciones metodológicas para realizar el inventario y mapeo de los glaciares mediante sensores remotos [4,5]. Esto se realiza principalmente mediante delimitaciones manuales, composiciones de falso color, segmentación de imágenes, distintos métodos de clasificación [6] y, suplementariamente, combinando con modelos digitales de elevación terrestre y superficie del glaciar.

Para realizar una primera determinación de la superficie cubierta por hielo y evaluar sus fluctuaciones se analizan aerofotografías y se procesan distintas imágenes satelitales disponibles, en su mayoría de tipo Landsat TM, aplicando procedimientos de realce espectral, técnicas de ratios y umbralización en bandas TM4/TM5; finalmente, se realizan clasificaciones no supervisadas (IS-ODATA) y ediciones manuales de contornos de glaciares a fin de obtener los

parámetros glaciológicos fundamentales: altitud máxima, altitud mínima, pendiente y exposición de la superficie del glaciar.

Esta etapa entrega, entonces, los datos básicos para incluir al glaciar en el inventario mundial, pero no es suficiente para poder decidir respecto de las posibilidades de intervención en la zona. En efecto, la información que puede surgir de este tipo de medidas remotas respecto de la situación del permafrost y del área periglacial es insuficiente para alcanzar conclusiones sobre el particular y, más aún, puede llevar a errores graves. Por lo tanto, una vez superada esa instancia, se debe pasar a las etapas siguientes que implican la realización de mediciones de campo, la obtención de muestras y el análisis de laboratorio de las mismas.

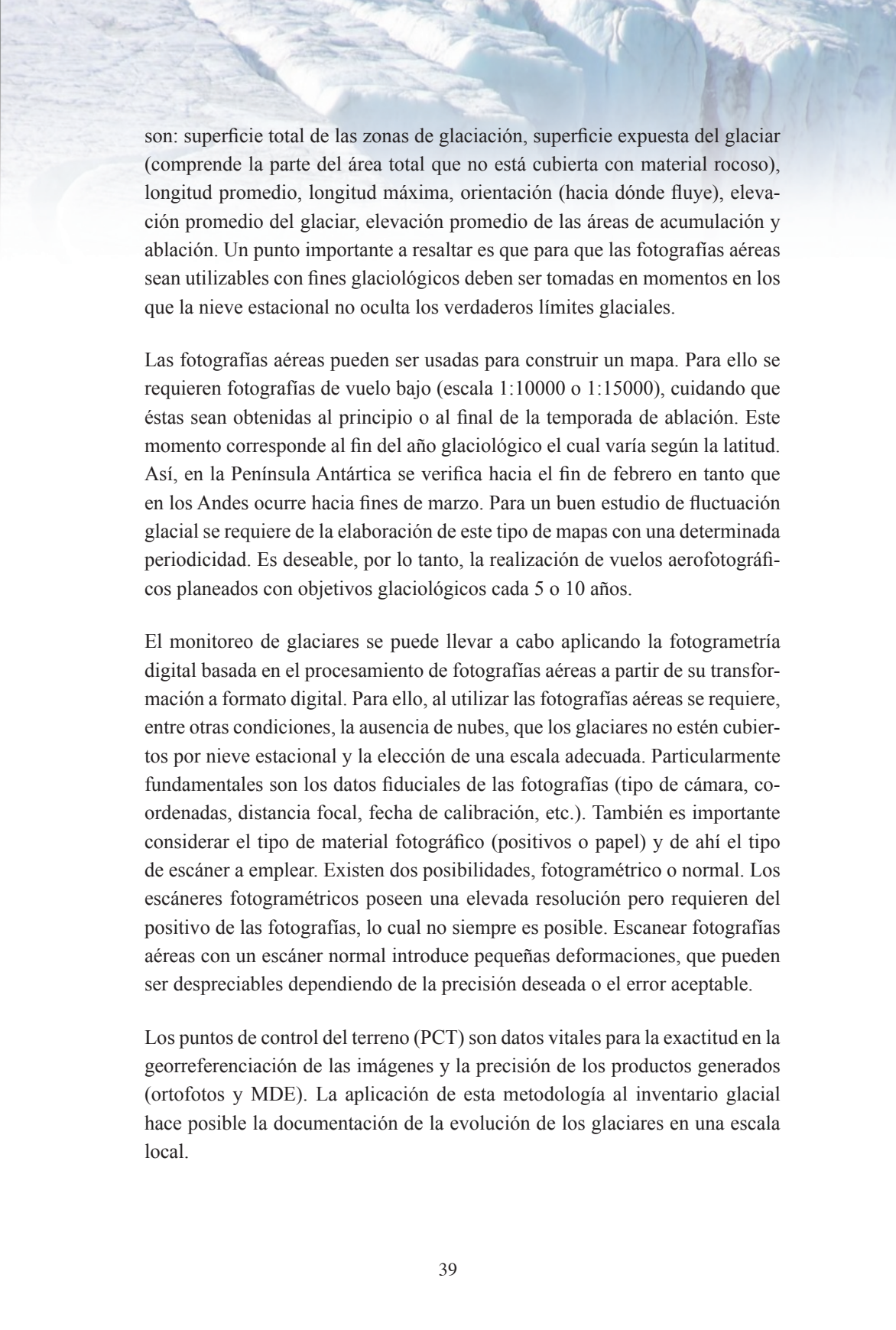
II.2. Inventario regional y fluctuaciones de los glaciares a través del análisis de datos obtenidos con sensores remotos.

Las técnicas sobre las que se desarrollan los estudios de inventario glaciar se basan, fundamentalmente, en el análisis de datos obtenidos por sensores remotos, fotografías aéreas, imágenes satelitales, fotogrametría terrestre y GPS. Cada una de estas técnicas tiene características específicas.

Fotografías aéreas.

Son las herramientas utilizadas en la primera etapa del inventario regional de los glaciares. Por medio de ellas se puede obtener información glacio – geomorfológica muy importante como, por ejemplo, medidas del tamaño del glaciar, su tasa de desplazamiento, comportamiento, fluctuaciones y medición de estos aspectos. Su uso es muy variado y son un medio eficaz para efectuar el reconocimiento primario de un glaciar.

La realización periódica de vuelos aerofotogramétricos permite disponer de un conjunto de resultados actualizados respecto de las medidas de un glaciar y de sus fluctuaciones, que deben ser apoyadas con un trabajo de campo continuo. Los datos a los que se puede tener acceso con las fotografías aéreas

An aerial photograph of a vast, snow-covered glacier. The snow is uneven, with ridges and depressions. A person is standing on the snow in the lower right quadrant, providing a sense of scale. The background shows more of the glacier extending towards the horizon.

son: superficie total de las zonas de glaciación, superficie expuesta del glaciar (comprende la parte del área total que no está cubierta con material rocoso), longitud promedio, longitud máxima, orientación (hacia dónde fluye), elevación promedio del glaciar, elevación promedio de las áreas de acumulación y ablación. Un punto importante a resaltar es que para que las fotografías aéreas sean utilizables con fines glaciológicos deben ser tomadas en momentos en los que la nieve estacional no oculta los verdaderos límites glaciales.

Las fotografías aéreas pueden ser usadas para construir un mapa. Para ello se requieren fotografías de vuelo bajo (escala 1:10000 o 1:15000), cuidando que éstas sean obtenidas al principio o al final de la temporada de ablación. Este momento corresponde al fin del año glaciológico el cual varía según la latitud. Así, en la Península Antártica se verifica hacia el fin de febrero en tanto que en los Andes ocurre hacia fines de marzo. Para un buen estudio de fluctuación glacial se requiere de la elaboración de este tipo de mapas con una determinada periodicidad. Es deseable, por lo tanto, la realización de vuelos aerofotográficos planeados con objetivos glaciológicos cada 5 o 10 años.

El monitoreo de glaciares se puede llevar a cabo aplicando la fotogrametría digital basada en el procesamiento de fotografías aéreas a partir de su transformación a formato digital. Para ello, al utilizar las fotografías aéreas se requiere, entre otras condiciones, la ausencia de nubes, que los glaciares no estén cubiertos por nieve estacional y la elección de una escala adecuada. Particularmente fundamentales son los datos fiduciales de las fotografías (tipo de cámara, coordenadas, distancia focal, fecha de calibración, etc.). También es importante considerar el tipo de material fotográfico (positivos o papel) y de ahí el tipo de escáner a emplear. Existen dos posibilidades, fotogramétrico o normal. Los escáneres fotogramétricos poseen una elevada resolución pero requieren del positivo de las fotografías, lo cual no siempre es posible. Escanear fotografías aéreas con un escáner normal introduce pequeñas deformaciones, que pueden ser despreciables dependiendo de la precisión deseada o el error aceptable.

Los puntos de control del terreno (PCT) son datos vitales para la exactitud en la georreferenciación de las imágenes y la precisión de los productos generados (ortofotos y MDE). La aplicación de esta metodología al inventario glacial hace posible la documentación de la evolución de los glaciares en una escala local.

Imágenes satelitales

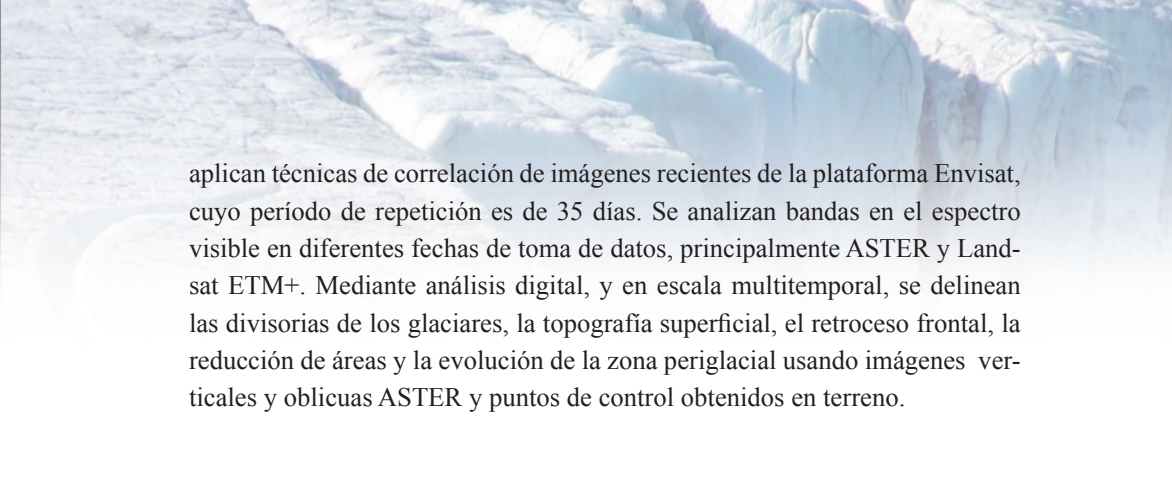
Desde hace más de 30 años se encuentran disponibles suficientes imágenes Landsat como para ser utilizadas en estudios glaciológicos. Esta herramienta ha probado ser verdaderamente efectiva en regiones ampliamente cubiertas por glaciares tales como las sabanas de hielo en Groenlandia y la Antártida, las cordilleras del Himalaya, Hindu Kush, Karakorum y Pamir o el Campo de Hielo Patagónico Sur y Norte. La información conseguida por las imágenes satelitales se puede definir en tres niveles.

En un primer nivel de estudio, se puede obtener de estas imágenes el área total del glaciar en una región. Evidentemente, las imágenes deben estar libres de nubes para mejorar la apreciación dado que todo refleja en tonos blanquecinos. Los mejores resultados se tienen, como se ha señalado, a partir de imágenes obtenidas a fines del verano sin cobertura nival.

En un segundo nivel, se pueden obtener las superficies de las áreas glaciares individuales. Para esto es necesario que las imágenes correspondan sin excepción al final de la temporada de ablación. Se puede clasificar en forma simple cada glaciar y obtener su área, sus coordenadas geográficas, cuenca de drenaje, tipo de glaciar y forma, dirección de flujo y superficie de la zona de ablación y acumulación.

Para un reconocimiento glacial con imágenes de satélite en un tercer nivel se debe obtener información adicional como, por ejemplo, las elevaciones máxima y mínima de cada glaciar, la elevación temporal de la línea de nieve con fecha de observación, la longitud del glaciar, la superficie de la zona cubierta de escombros y la accesibilidad. Este nivel de análisis requiere de un esfuerzo mayor y de un estudio cuidadoso y específico por parte de personal muy especializado. Los dos primeros niveles de estudio pueden realizarse muy fácilmente, sólo se requieren buenas imágenes de satélite. El tercer nivel, acompañado de un razonable trabajo de campo, puede ser útil en la actualización del inventario glacial y para el estudio de fluctuaciones en tiempo real. Para ello son necesarias las imágenes más recientes disponibles que deben poseer una buena resolución.

Para medir desplazamientos y topografía superficial en la zona de los grandes campos de hielo se aplican técnicas de Interferometría con Radar de Apertura Sintética (InSAR) usando datos de la misión Europea ERS-1/2. También se



aplican técnicas de correlación de imágenes recientes de la plataforma Envisat, cuyo período de repetición es de 35 días. Se analizan bandas en el espectro visible en diferentes fechas de toma de datos, principalmente ASTER y Landsat ETM+. Mediante análisis digital, y en escala multitemporal, se delimitan las divisorias de los glaciares, la topografía superficial, el retroceso frontal, la reducción de áreas y la evolución de la zona periglacial usando imágenes verticales y oblicuas ASTER y puntos de control obtenidos en terreno.

II.3. Estudio glaciológico a través de análisis de trabajos de campo

Los métodos y técnicas glaciológicas utilizados en las investigaciones terrestres provienen de varias disciplinas relacionadas con la glaciología, la geodesia y la geofísica. El enfoque de estos estudios parte de considerar al glaciar como un objeto hidrológico cuya masa y superficie cambia a corto plazo en función de las características del clima y cambio del medio ambiente. En este caso suele elegirse el glaciar más típico en el área del estudio. Los análisis se concentran en el estudio detallado de los siguientes aspectos principales.

Fotogrametría terrestre.

Este método es similar al aéreo, la diferencia estriba en que las fotos son obtenidas en tierra, con cámaras especialmente montadas en trípodes. Ofrece algunas ventajas sobre los métodos aéreos. La primera es que un pequeño grupo de trabajo de campo puede llevar a cabo el levantamiento de datos en pocos días, e incluso en días nublados, con una precisión comparable a los levantamientos aéreos. Otra ventaja es que el fotogrametrista toma parte en el levantamiento para asegurar una elevada calidad de información e interpretación. También, confeccionando mapas con este método se pueden determinar cambios volumétricos, de área, direccionales, lineales y cambios en la superficie del glaciar.

Sistemas de Posicionamiento Global (GPS)

Los datos de GPS pueden ser útiles para detectar avances rápidos y estimar el volumen de hielo que se está transfiriendo entre las distintas zonas del glaciar. La frecuencia de medición sugerida es anual y aún con más frecuencia en sitios

donde los glaciares están avanzando. El estudio de fluctuaciones glaciares tiene sus limitaciones dado que depende de la densidad de los datos, frecuencia y métodos de monitoreo. Normalmente, el posicionamiento se realiza mediante un GPS de Doble Frecuencia con corrección diferencial postproceso y precisión subdecimétrica.

Meteorología glaciar

Los estudios se basan en registros de las estaciones automáticas AWS (Figura 2.1.) y están enfocados en la parametrización de los procesos de ablación/acumulación como función de las variables meteorológicas para mejorar y/o corregir los cálculos de balance de masa mediante el uso de índices grado – día y modelos paramétricos de sensibilidad climática [7,8].

Para las medidas de precipitación es conveniente instalar puntos de mediciones en varios sectores del glaciar. Para ello se utiliza frecuentemente un tipo de pluviómetro totalizador sencillo y robusto adaptado a la medición de las precipitaciones sólidas (nieve y granizo) y que tiene una capacidad de acumulación de un año.

Estos datos se complementan con los de la red climática regional con un período de registro de al menos 30 años, incluyendo temperatura, precipitación, presión atmosférica, velocidad, dirección del viento, etc. y se aplican en análisis estadísticos de series de tiempo.

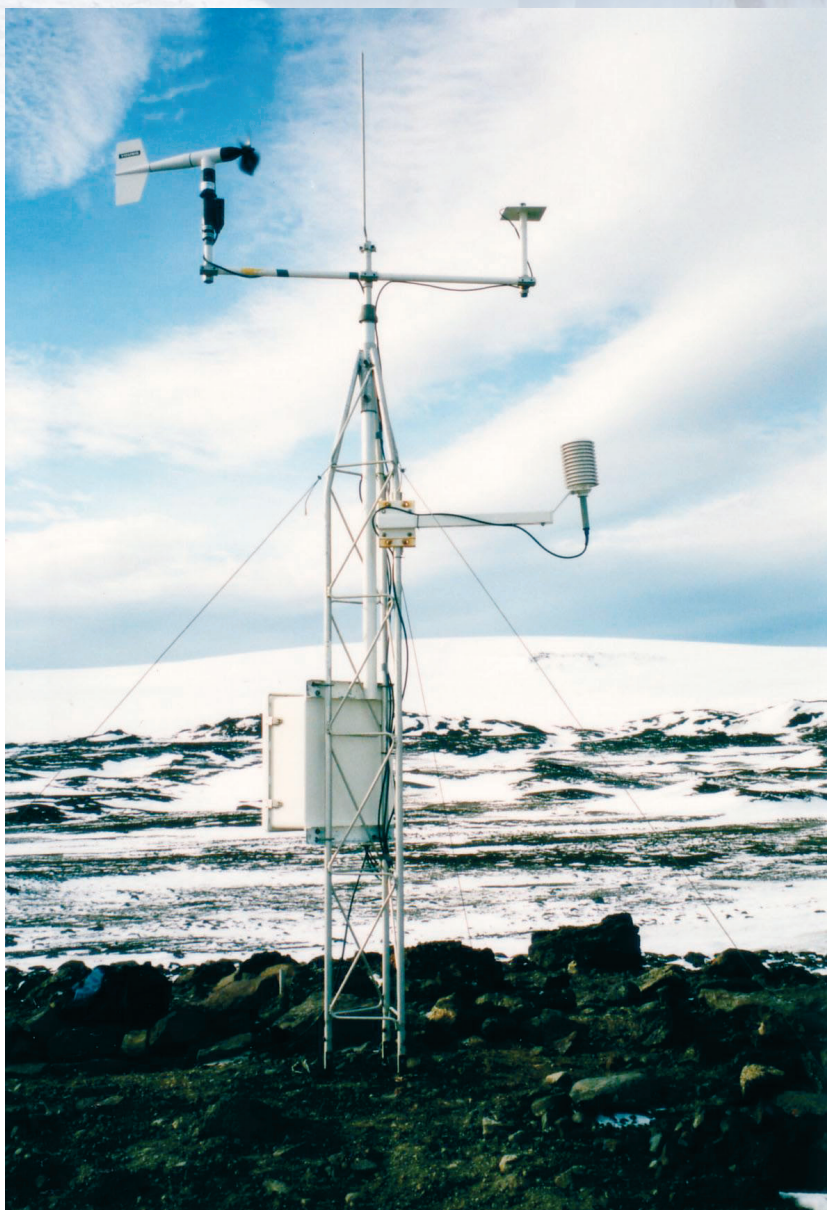


Figura 2.1. Estación meteorológica automática (AWS) en Bahía Del Diablo (isla Vega – península Antártica).

Estudios de desprendimiento (calving) y movimiento de témpanos

El desprendimiento de témpanos de glaciares, que suelen terminar en aguas de lagos y mares, es un proceso altamente variable que presenta una componente estocástica muy importante. Es por ello que su estudio se lleva a cabo en intervalos de tiempo discretos, del orden de meses a años.

La técnica a utilizar requiere imágenes satelitales secuenciales del frente del glaciar y de datos de campo de velocidades de avance del glaciar cercanas al frente. A partir del registro de un par de imágenes I_1 e I_2 se obtiene la diferencia en la posición del frente, o sea el cambio en la posición promediado a lo largo del frente. A través este monitoreo se realizaron varios trabajos tanto en el hemisferio boreal como en el austral [9, 10, 11].

Un ejemplo de combinación de métodos indirectos y datos de campo para el estudio de movimiento de témpanos se puede observar en el proyecto AMIGOS (Automated Met-Ice Geophysics Observing System) realizado entre el National Snow and Ice Data Center-USA y el Instituto Antártico Argentino. Hacia la finalización de la Campaña Antártica de Verano 2005-2006 se realizaron observaciones en el témpano A 22 A, desprendido en 2000 de la barrera Ronne, al sur del mar de Weddell y en navegación hacia el norte de la península Antártica. Sobre la superficie del témpano tabular fueron instalados instrumentos de observación meteorológica, una video cámara, sensores de nieve y equipamiento GPS. Estos sensores recolectan la información meteorológica, observaciones visuales y posición, datos que son enviados vía satélite para su interpretación en tiempo real a lo largo del año [12].

Mediciones de balance de masa

El balance de masa de un glaciar es la diferencia algebraica entre la ganancia de masa (por acumulación de nieve, avalanchas de hielo y nieve, formación de hielo sobreimpuesto, etc.) y la pérdida de masa (por fusión seguida de escurrimiento, evaporación, sublimación, desprendimiento de témpanos, etc.), integrada sobre la superficie entera del glaciar a lo largo de un *año glaciológico*, que es el tiempo transcurrido entre dos mínimos de masa consecutivos [13]. Para ello se emplea el sistema de *fecha fija* [14] según:

$$B_{anual} = \frac{1}{S} \int_{28_Feb_X}^{28_Feb_X+1} b_n dS \quad (1)$$

Donde B_{anual} es el balance de masa específico entre dos fechas fijas en el año (para nuestro caso esta fecha se toma como el fin de Febrero en Antártica o el fin de Marzo en los Andes Centrales y Patagónicos), b_n es el balance neto en cada elemento de superficie, dS , y S es la superficie del glaciar. La figura 2.2 muestra una situación genérica del tipo de mediciones que se suelen realizar utilizando estacas y midiendo la altura de la misma por encima de la superficie en distintos momentos. Aquí se ilustra una señal nivométrica entre dos determinaciones consecutivas (Verano 1 y 2) en uno de los puntos de medición y la situación intermedia en invierno.

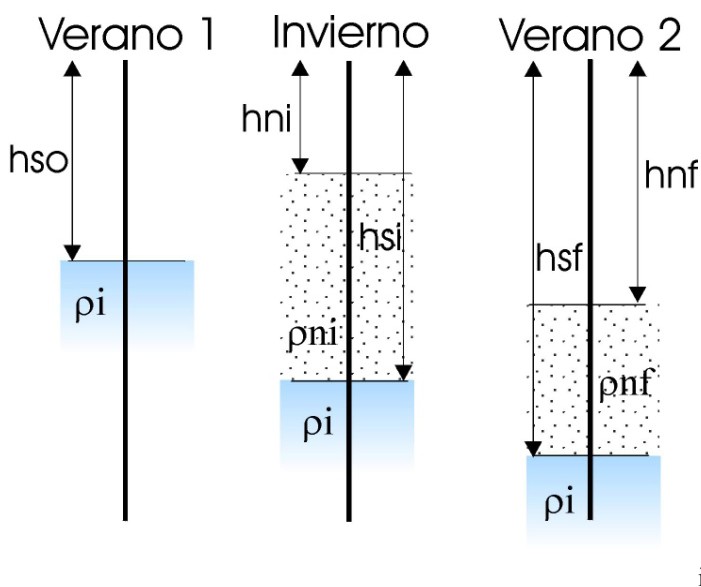


Figura 2.2: Señales nivométricas durante un año glaciológico.

En la figura, h_{so} es la altura inicial de la estaca sobre hielo en verano, h_{ni} y h_{si} son las alturas sobre nieve y hielo respectivamente durante el invierno, h_{nf} y h_{sf} son las alturas sobre nieve y hielo en el verano siguiente. Las variables ρ_{ni} y ρ_{nf} son las densidades de nieve integradas a lo largo del perfil en invierno y verano respectivamente. Así, el balance neto en ese punto se obtiene según:

$$B_n = (h_f - h_0)\rho_i + (h_{sf} - h_{nf})\overline{\rho_{nf}} \quad (2)$$

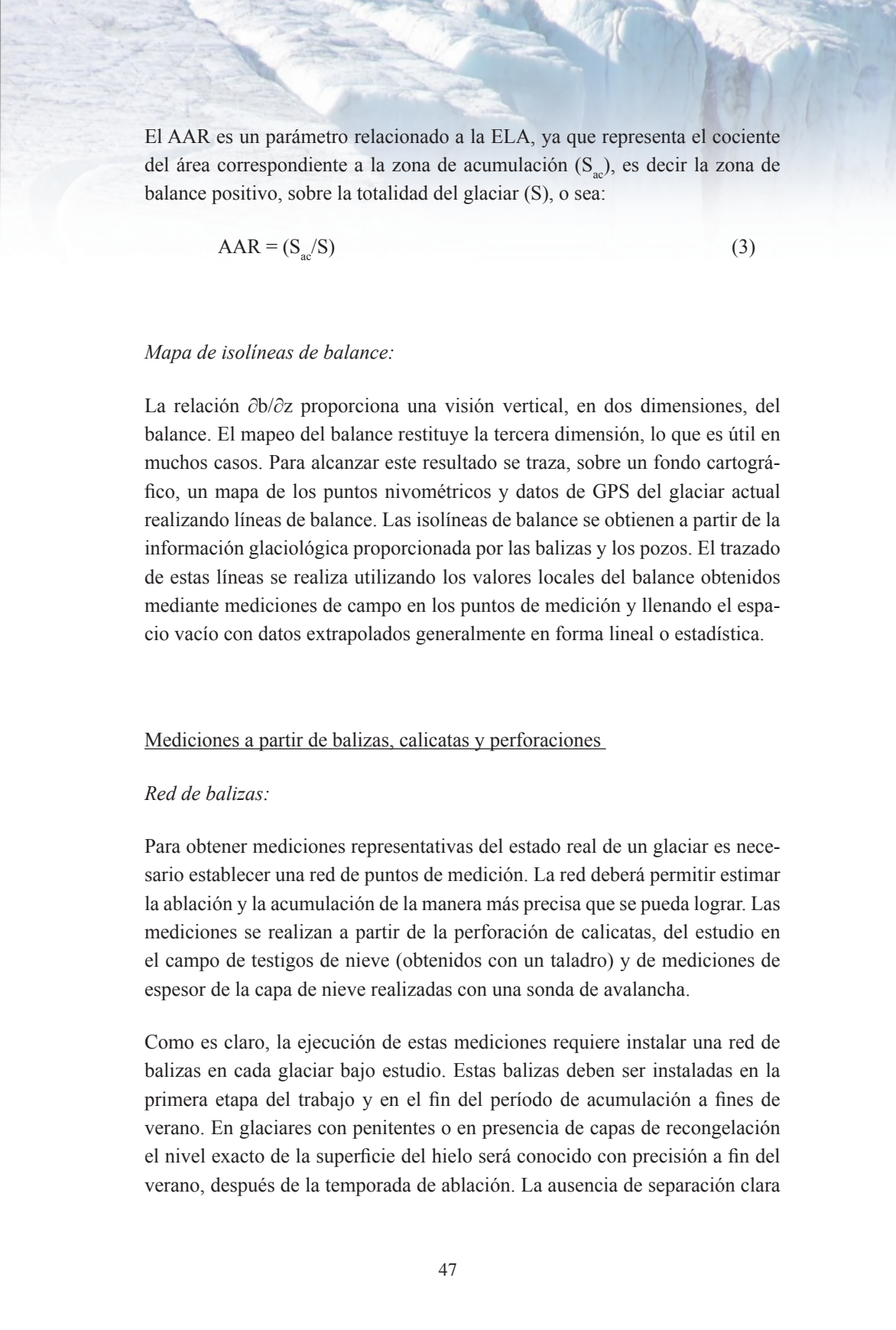
Aplicando iterativamente la ecuación (2) en cada punto de medición y luego la ecuación (1) sobre toda la superficie S del glaciar se determina el balance de masa neto específico. El estudio se completa con sondeos sistemáticos del espesor de nieve en la zona de acumulación y pozos con estratigrafía de nieve con el objeto de llenar vacíos de información y corregir anomalías puntuales.

Sin embargo, debido a la presencia de penitentes y de capas de recongelación, el nivel exacto de la superficie es particularmente complicado de determinar a partir de mediciones clásicas de acumulación de invierno/ablación de verano. En invierno, las capas de hielo recongelado pueden inducir a error al observador sobre el estado real de la superficie, es decir, sobre la localización exacta del hielo del glaciar.

Los glaciares “penitentes” (aquellos con topografía en forma de picos y crestas) introducen un rango de incertidumbre muy alto en la evaluación del nivel exacto de la superficie, en particular cuando se trata de medir la acumulación de nieve del invierno con una sonda de avalancha o con un taladro. Por lo tanto, los resultados de una medición con balizas deberán ser comprobados por mediciones topográficas de alta precisión a partir de DGPS (GPS diferencial de doble frecuencia, con precisión submétrica).

Balance en función de la altura:

El balance en función de la altura ($\partial b/\partial z$) constituye un dato importante para comprender el funcionamiento del glaciar y su relación con los parámetros climáticos. Los parámetros más importantes son dos, la línea de altitud de equilibrio (Equilibrium Line Altitude o ELA) y el cociente de áreas de acumulación (Accumulation Area Ratio o AAR). La ELA se determina fácilmente a partir del gráfico del balance en función de la altitud y es la altura a la cual el balance es cero.



El AAR es un parámetro relacionado a la ELA, ya que representa el cociente del área correspondiente a la zona de acumulación (S_{ac}), es decir la zona de balance positivo, sobre la totalidad del glaciar (S), o sea:

$$AAR = (S_{ac}/S) \quad (3)$$

Mapa de isolíneas de balance:

La relación $\partial b/\partial z$ proporciona una visión vertical, en dos dimensiones, del balance. El mapeo del balance restituye la tercera dimensión, lo que es útil en muchos casos. Para alcanzar este resultado se traza, sobre un fondo cartográfico, un mapa de los puntos nivométricos y datos de GPS del glaciar actual realizando líneas de balance. Las isolíneas de balance se obtienen a partir de la información glaciológica proporcionada por las balizas y los pozos. El trazado de estas líneas se realiza utilizando los valores locales del balance obtenidos mediante mediciones de campo en los puntos de medición y llenando el espacio vacío con datos extrapolados generalmente en forma lineal o estadística.

Mediciones a partir de balizas, calicatas y perforaciones

Red de balizas:

Para obtener mediciones representativas del estado real de un glaciar es necesario establecer una red de puntos de medición. La red deberá permitir estimar la ablación y la acumulación de la manera más precisa que se pueda lograr. Las mediciones se realizan a partir de la perforación de calicatas, del estudio en el campo de testigos de nieve (obtenidos con un taladro) y de mediciones de espesor de la capa de nieve realizadas con una sonda de avalancha.

Como es claro, la ejecución de estas mediciones requiere instalar una red de balizas en cada glaciar bajo estudio. Estas balizas deben ser instaladas en la primera etapa del trabajo y en el fin del período de acumulación a fines de verano. En glaciares con penitentes o en presencia de capas de recongelación el nivel exacto de la superficie del hielo será conocido con precisión a fin del verano, después de la temporada de ablación. La ausencia de separación clara

entre las zonas de acumulación y ablación introduce un problema adicional ya que las redes de balizas tienen que ser adecuadas para medir acumulación y ablación. En general se puede seguir las siguientes recomendaciones [15]:

- ✓ Una red tiene que ser fija, para que los datos obtenidos sean comparables de un año al otro (tomando en cuenta el cambio de geometría del glaciar durante el tiempo de observación).
- ✓ En zonas de ablación, no se debe esperar a que una baliza haya desaparecido completamente para cambiarla; se debe añadir la nueva baliza, cuando las estacas están aún sin salir por completo.
- ✓ El eje del glaciar más adecuado para instalar las balizas tiene que ser el eje central, donde se espera el mayor desplazamiento; en consecuencia, se debe colocar las balizas principales en línea, separadas por unos 100/300m si la superficie es menor a 2 km² y 500/700 m en glaciares más grandes, dependiendo de la longitud de la zona de ablación o acumulación.
- ✓ Evitar la localización de una baliza al lado de una grieta, de un penitente, de un arroyo o demasiado cerca de los bordes del frente del glaciar.
- ✓ Para obtener una buena curva balance/altitud ($\partial b/\partial z$), colocar las balizas con un espacio regular (sobre todo en altura) en todas las partes de la zona de ablación, excepto en las zonas muy agrietadas y las zonas de acceso peligroso.

De acuerdo a los protocolos de la UNESCO [16], un número de 10 a 15 balizas por km² es suficiente para obtener el cálculo correcto del balance de masa de un glaciar cualquier fuese su tamaño [17, 18].

En el estudio de la evolución histórica de un glaciar es importante mantener un control periódico sobre la red y proceder al reemplazo de las balizas que se encuentren dañadas (rotas, dobladas, inclinadas o perdidas). Asimismo, en el caso de que la superficie del glaciar disminuya en más de un 25% se debe reformular la red, para tener una red de balizas más representativas.

Mediciones de la acumulación.

Este tipo de medición se realiza al final del año hidrológico, es decir, en Septiembre – Octubre en Antártida y Julio - Agosto en los Andes. Es importante que la medición se lleve a cabo en no más de 2 semanas antes o después de la fecha de inicio del año hidrológico.

Para conocer de manera más precisa la acumulación a fines del invierno, se realizarán calicatas (entre 1 - 5 para cada sector del glaciar; dependiendo de su superficie) y perforaciones con taladro para estimar el volumen de agua acumulada. En la Figura 2.3 se muestran dos tipos de taladro empleados para la perforación.

En las calicatas, aparte de la obtención de los perfiles de densidad y de temperatura, que deben obtenerse con una precisión de 10 cm, se observarán los tipos de cristales de la nieve y firn y las capas de recongelación registrando su espesor. En la Figura 2.4 se muestra el resultado de una determinación de este tipo llevada a cabo por uno de los autores en el glaciar Bahía del Diablo.

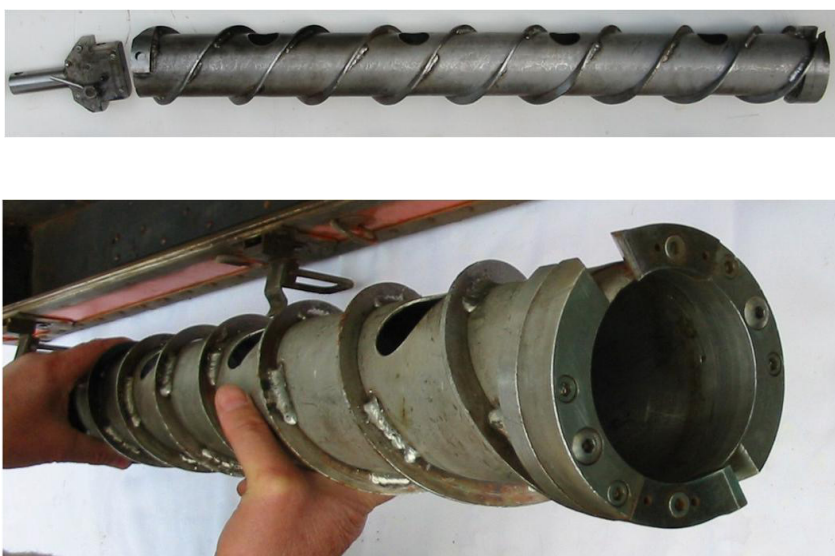


Figura 2.3: Taladro mecánico utilizado para perforaciones de nieve y hielo.

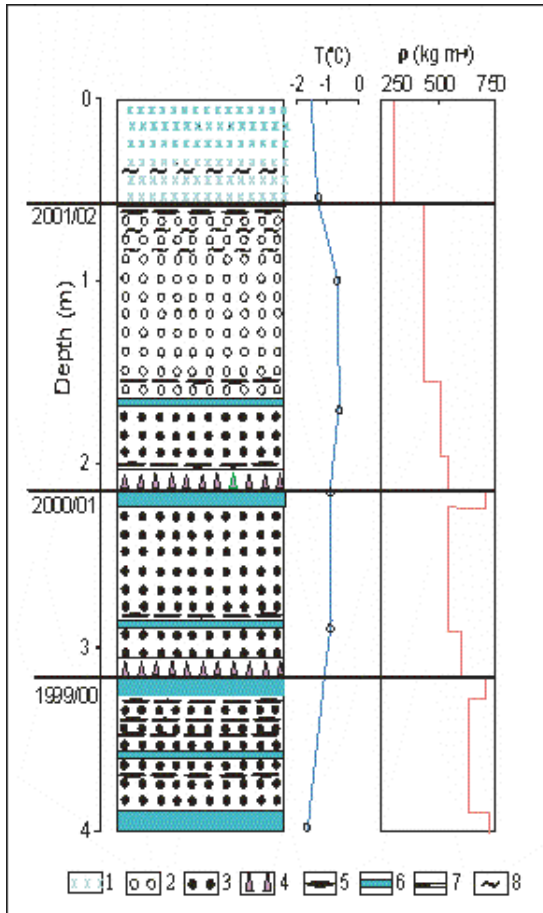
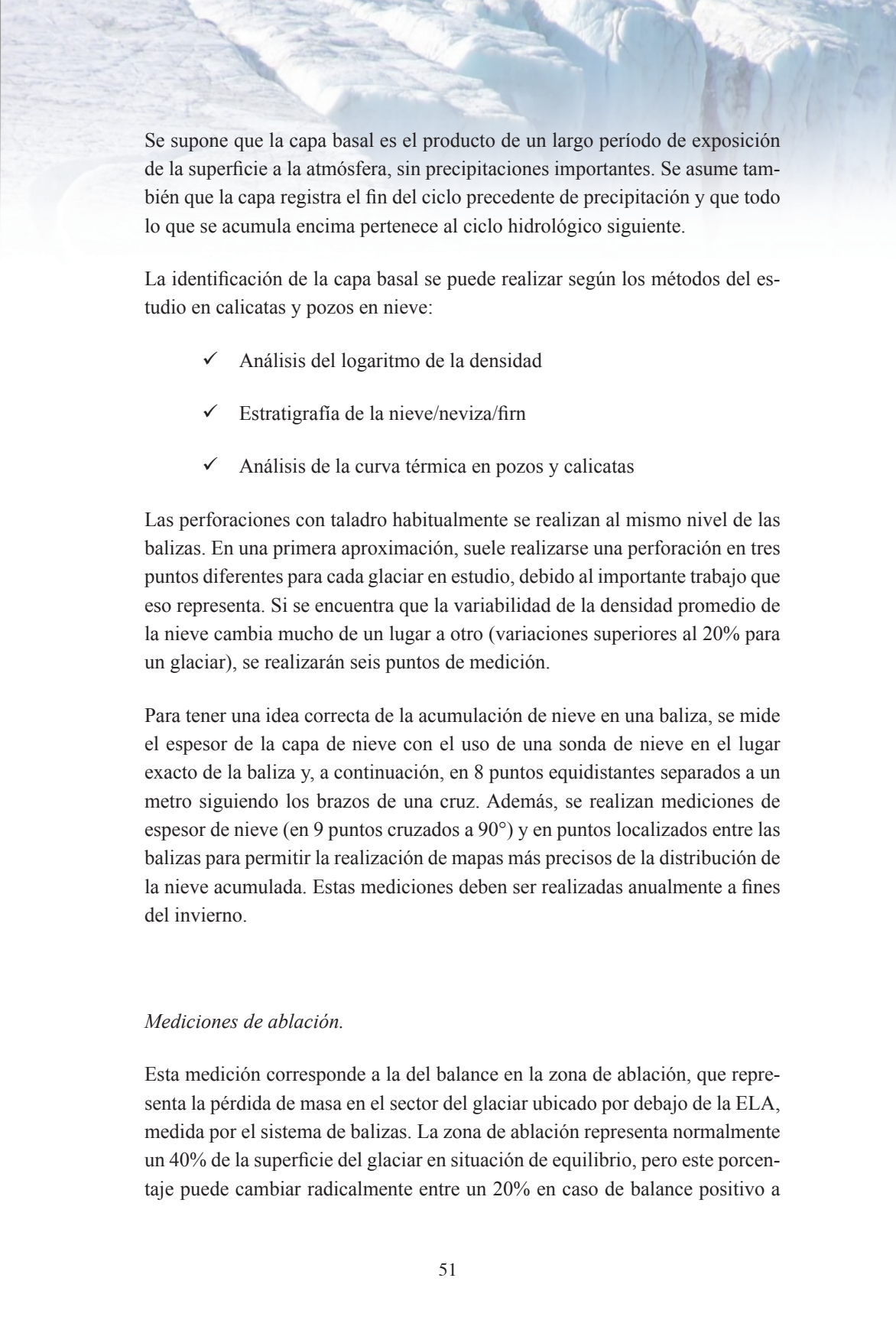


Figura 2.4: Calicata en la zona de acumulación en glaciar Bahía del Diablo. 1) nieve fresca, 2) nieve granular, 3) firn, 4) escarcha, 5) lentes de hielo, 6) bandas de hielo y 7) lámina de radiación.

En este tipo de estudio es muy importante determinar la posición en profundidad de la capa basal en la zona de acumulación. Esta capa basal se llama también superficie de ablación, ya que resulta de la lenta transformación de nieve en hielo durante la temporada seca. Se presenta muchas veces como un nivel duro, de alta densidad (más de 0.6 g/cm^3) y mezclado con sedimentos finos.

A photograph of a glacier with a person standing on it for scale. The glacier is a vast, white expanse of ice with some crevasses visible. The person is a small figure in the distance, providing a sense of the glacier's immense size.

Se supone que la capa basal es el producto de un largo período de exposición de la superficie a la atmósfera, sin precipitaciones importantes. Se asume también que la capa registra el fin del ciclo precedente de precipitación y que todo lo que se acumula encima pertenece al ciclo hidrológico siguiente.

La identificación de la capa basal se puede realizar según los métodos del estudio en calicatas y pozos en nieve:

- ✓ Análisis del logaritmo de la densidad
- ✓ Estratigrafía de la nieve/neviza/firn
- ✓ Análisis de la curva térmica en pozos y calicatas

Las perforaciones con taladro habitualmente se realizan al mismo nivel de las balizas. En una primera aproximación, suele realizarse una perforación en tres puntos diferentes para cada glaciar en estudio, debido al importante trabajo que eso representa. Si se encuentra que la variabilidad de la densidad promedio de la nieve cambia mucho de un lugar a otro (variaciones superiores al 20% para un glaciar), se realizarán seis puntos de medición.

Para tener una idea correcta de la acumulación de nieve en una baliza, se mide el espesor de la capa de nieve con el uso de una sonda de nieve en el lugar exacto de la baliza y, a continuación, en 8 puntos equidistantes separados a un metro siguiendo los brazos de una cruz. Además, se realizan mediciones de espesor de nieve (en 9 puntos cruzados a 90°) y en puntos localizados entre las balizas para permitir la realización de mapas más precisos de la distribución de la nieve acumulada. Estas mediciones deben ser realizadas anualmente a fines del invierno.

Mediciones de ablación.

Esta medición corresponde a la del balance en la zona de ablación, que representa la pérdida de masa en el sector del glaciar ubicado por debajo de la ELA, medida por el sistema de balizas. La zona de ablación representa normalmente un 40% de la superficie del glaciar en situación de equilibrio, pero este porcentaje puede cambiar radicalmente entre un 20% en caso de balance positivo a

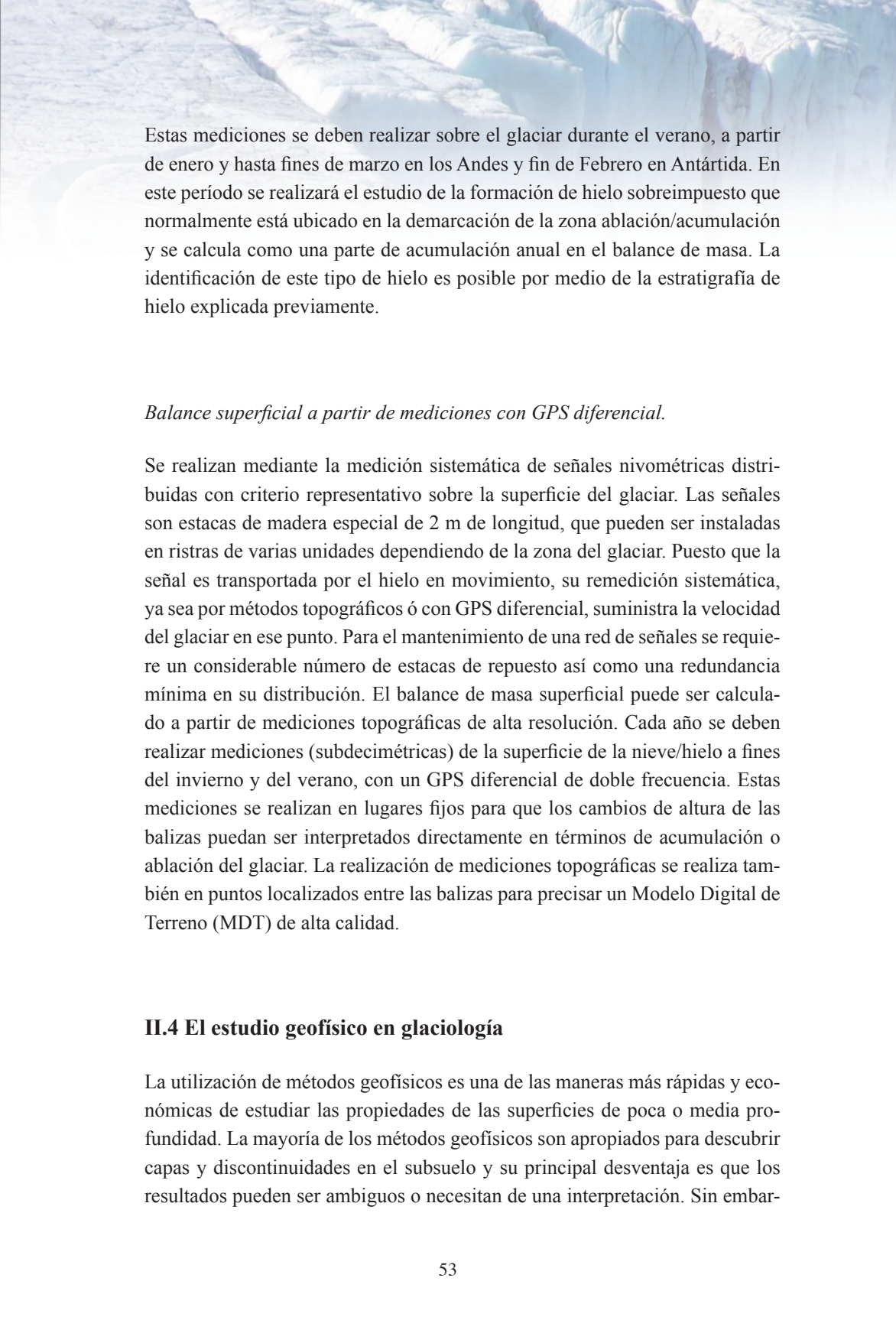
más de 80% en caso de balance negativo, especialmente sobre glaciares pequeños. La medición se hace directamente sobre las balizas insertadas en el hielo con uso de una perforadora de vapor como se ilustra en la Figura 2.5.

La lectura de las balizas, sobre intervalos de tiempo constantes, permite conocer el balance en cada punto. El despliegue de esas balizas en una red permite dar a cada rango de altura un valor de balance. Luego, por integración de los rangos, incluyendo aquellos de la zona de acumulación, se calcula el balance neto específico de toda esta parte del glaciar.

Las mediciones de ablación deberán tomar en cuenta la diferencia de los valores extremos de pérdida de espesor de la nieve y el hielo. En caso de presencia de penitentes, se realizarán mediciones especiales que permitirán describir su forma con el objetivo de obtener un rango de incertidumbre menor sobre el nivel de la superficie y por lo tanto sobre el balance de masa.



Figura 2.5: Perforaciones con perforadora de vapor.

A photograph of a glacier with a person standing on it for scale. The glacier is a vast, white expanse of ice with some crevasses and a person standing on it in the distance. The person is wearing a dark jacket and light-colored pants. The background is a bright, overcast sky.

Estas mediciones se deben realizar sobre el glaciar durante el verano, a partir de enero y hasta fines de marzo en los Andes y fin de Febrero en Antártida. En este período se realizará el estudio de la formación de hielo sobreimpuesto que normalmente está ubicado en la demarcación de la zona ablación/acumulación y se calcula como una parte de acumulación anual en el balance de masa. La identificación de este tipo de hielo es posible por medio de la estratigrafía de hielo explicada previamente.

Balance superficial a partir de mediciones con GPS diferencial.

Se realizan mediante la medición sistemática de señales nivométricas distribuidas con criterio representativo sobre la superficie del glaciar. Las señales son estacas de madera especial de 2 m de longitud, que pueden ser instaladas en ristras de varias unidades dependiendo de la zona del glaciar. Puesto que la señal es transportada por el hielo en movimiento, su remediación sistemática, ya sea por métodos topográficos ó con GPS diferencial, suministra la velocidad del glaciar en ese punto. Para el mantenimiento de una red de señales se requiere un considerable número de estacas de repuesto así como una redundancia mínima en su distribución. El balance de masa superficial puede ser calculado a partir de mediciones topográficas de alta resolución. Cada año se deben realizar mediciones (subdecimétricas) de la superficie de la nieve/hielo a fines del invierno y del verano, con un GPS diferencial de doble frecuencia. Estas mediciones se realizan en lugares fijos para que los cambios de altura de las balizas puedan ser interpretados directamente en términos de acumulación o ablación del glaciar. La realización de mediciones topográficas se realiza también en puntos localizados entre las balizas para precisar un Modelo Digital de Terreno (MDT) de alta calidad.

II.4 El estudio geofísico en glaciología

La utilización de métodos geofísicos es una de las maneras más rápidas y económicas de estudiar las propiedades de las superficies de poca o media profundidad. La mayoría de los métodos geofísicos son apropiados para descubrir capas y discontinuidades en el subsuelo y su principal desventaja es que los resultados pueden ser ambiguos o necesitan de una interpretación. Sin embar-

go, se pueden combinar los resultados de diferentes métodos para reducir la ambigüedad.

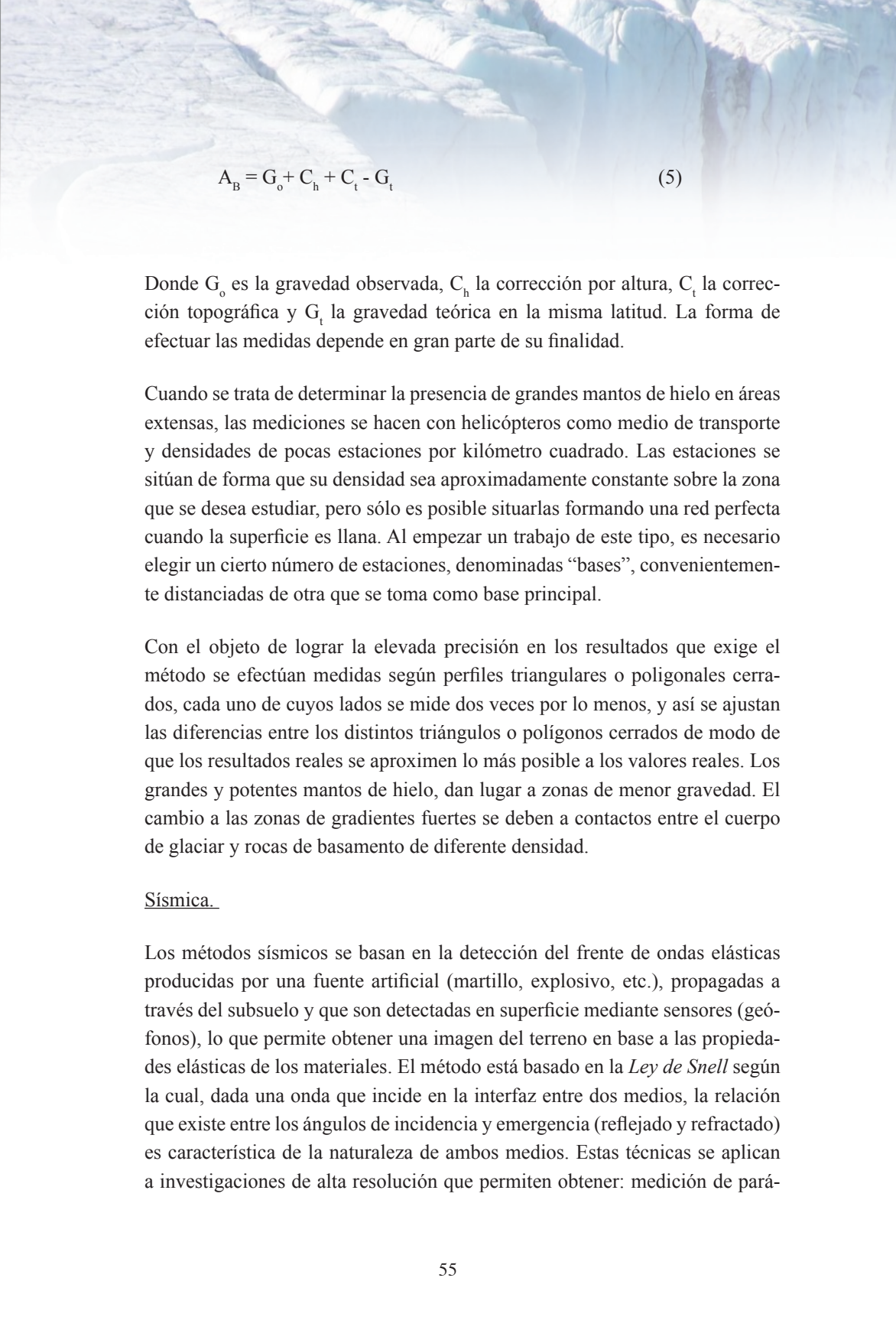
Una importante ventaja de estos métodos es que la ejecución de mediciones geofísicas es mucho más sencilla y menos costosa que realizar perforaciones. Así, la utilización de métodos geofísicos en las primeras etapas de un estudio de campo permite obtener resultados preliminares que, mediante un análisis adecuado, pueden restringir la tarea de perforaciones a tan sólo confirmar los resultados obtenidos en los estudios geofísicos especialmente en los puntos de interés.

El objetivo específico de las prospecciones geofísicas en glaciología es la obtención de información confiable sobre el espesor de los glaciares, su estructura interna, morfología de basamento subglaciar y la existencia de aguas inter y subglaciares. En el estudio de los grandes mantos de hielo se utilizan básicamente los métodos de radio sondaje, gravimetría y sísmica. En los glaciares de montaña de poco espesor se aplican generalmente métodos electro magnético y de uso de radares con antenas de baja frecuencia.

Gravimetría.

El objeto de la prospección gravimétrica es la detección de estructuras subterráneas o subglaciares mediante la observación en superficie de la perturbación que éstas originan en el campo gravitatorio terrestre [19]. La base del método es la ley de gravitación universal de Newton. Los instrumentos empleados en este tipo de prospección están diseñados para medir variaciones en el valor de la aceleración de la gravedad y se instalan con su eje en la dirección del campo por medio de niveles. La aceleración de la gravedad es del orden de los 980.000 mgal y las anomalías gravimétricas que normalmente aparecen en prospección son del orden de pocos miligales, por lo que es necesario determinarlas con una precisión de más de 0,1 mgal. Únicamente tras efectuar esto, es posible interpretar las anomalías gravimétricas resultantes en términos de estructuras internas.

La parte de la diferencia entre la gravedad observada y la teórica en un punto de la tierra que se debe puramente a variaciones laterales de la densidad del subsuelo se conoce como anomalía de Bouguer. Los valores de la gravedad pueden darse en términos de anomalías Bouguer (A_B), cuya definición es:


$$A_B = G_o + C_h + C_t - G_t \quad (5)$$

Donde G_o es la gravedad observada, C_h la corrección por altura, C_t la corrección topográfica y G_t la gravedad teórica en la misma latitud. La forma de efectuar las medidas depende en gran parte de su finalidad.

Cuando se trata de determinar la presencia de grandes mantos de hielo en áreas extensas, las mediciones se hacen con helicópteros como medio de transporte y densidades de pocas estaciones por kilómetro cuadrado. Las estaciones se sitúan de forma que su densidad sea aproximadamente constante sobre la zona que se desea estudiar, pero sólo es posible situarlas formando una red perfecta cuando la superficie es llana. Al empezar un trabajo de este tipo, es necesario elegir un cierto número de estaciones, denominadas “bases”, convenientemente distanciadas de otra que se toma como base principal.

Con el objeto de lograr la elevada precisión en los resultados que exige el método se efectúan medidas según perfiles triangulares o poligonales cerrados, cada uno de cuyos lados se mide dos veces por lo menos, y así se ajustan las diferencias entre los distintos triángulos o polígonos cerrados de modo de que los resultados reales se aproximen lo más posible a los valores reales. Los grandes y potentes mantos de hielo, dan lugar a zonas de menor gravedad. El cambio a las zonas de gradientes fuertes se deben a contactos entre el cuerpo de glaciación y rocas de basamento de diferente densidad.

Sísmica.

Los métodos sísmicos se basan en la detección del frente de ondas elásticas producidas por una fuente artificial (martillo, explosivo, etc.), propagadas a través del subsuelo y que son detectadas en superficie mediante sensores (geófonos), lo que permite obtener una imagen del terreno en base a las propiedades elásticas de los materiales. El método está basado en la *Ley de Snell* según la cual, dada una onda que incide en la interfaz entre dos medios, la relación que existe entre los ángulos de incidencia y emergencia (reflejado y refractado) es característica de la naturaleza de ambos medios. Estas técnicas se aplican a investigaciones de alta resolución que permiten obtener: medición de pará-

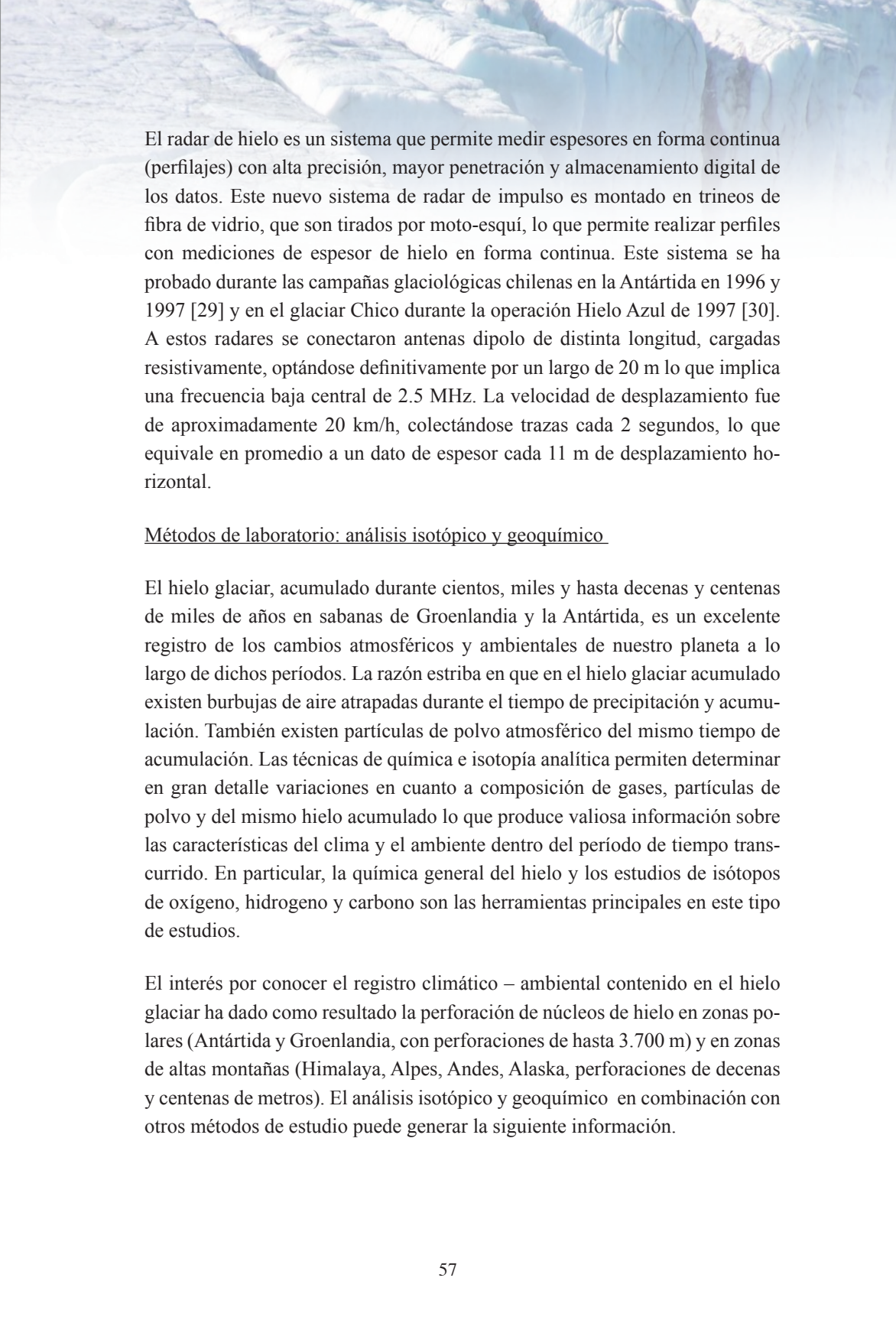
metros internos del glaciar y del subsuelo, revelan las grietas escondidas y las zonas de infiltración por aguas superficiales o del mar [20].

Radar de hielo.

El georradar se ha convertido, en poco tiempo, en una herramienta prospectiva de gran resolución para profundidades que van desde centímetros hasta decenas de metros. El ground penetrating radar GPR es un equipo que permite su operación usando una variedad de antenas que le dotan de una elevada versatilidad y capacidad de resolución de anomalías y estructuras superficiales.

En los últimos años se han implementado nuevos sistemas de medición de perfiles de espesor de hielo con este método, usando el apoyo de helicópteros y aviones. Estos sistemas han sido empleados con éxito en varios países, midiéndose en forma rápida y efectiva glaciares en zonas remotas. En Noruega, los investigadores emplearon satisfactoriamente un sistema de radar montado en helicóptero, con el que se midió un espesor de 300 m de hielo temperado [21]. Este sistema consistía en un transmisor de impulso con una frecuencia central de 6 MHz y antenas con una distancia de dipolo medio de 8 m. En Rusia se realizaron determinaciones con un radar con una frecuencia 10 MHz montado en avión en las islas de océano Ártico [22, 23]. Se evaluó el espesor de glaciares fríos y politermales, se detectaron las zonas saturadas con agua en glaciar y se midió su volumen común.

Un sistema aerotransportado similar pero con un transmisor de 150 MHz, fue probado satisfactoriamente en la Antártida donde se midió un espesor máximo de 3643 m de hielo frío [24] y ha sido empleado recientemente en Chile, para glaciares temperados de Patagonia y Chile central. Este sistema posee una antena compuesta por un cono reflector, bajo la cual se colocan las antenas dipolo, que se insertan en tubos de fibra de vidrio, todo lo cual cuelga del helicóptero [25,26]. En Noviembre de 2001, un sistema de radio eco sondeaje montado en un avión Twin Otter de la Fuerza Aérea de Chile (FACH), fue probado en glaciares del Parque Nacional Torres del Paine [27]. En Chile Central se han medido espesores en varios glaciares, tanto de características frías (glaciar Tapado) como temperadas (glaciar Casa Pangué). También se han medido lenguas glaciares con material morrénico de recubrimiento (glaciar San Francisco). Los espesores máximos han sido medidos en el glaciar Juncal Norte alcanzando 222 m en su zona de ablación [28].



El radar de hielo es un sistema que permite medir espesores en forma continua (perfilajes) con alta precisión, mayor penetración y almacenamiento digital de los datos. Este nuevo sistema de radar de impulso es montado en trineos de fibra de vidrio, que son tirados por moto-esquí, lo que permite realizar perfiles con mediciones de espesor de hielo en forma continua. Este sistema se ha probado durante las campañas glaciológicas chilenas en la Antártida en 1996 y 1997 [29] y en el glaciar Chico durante la operación Hielo Azul de 1997 [30]. A estos radares se conectaron antenas dipolo de distinta longitud, cargadas resistivamente, optándose definitivamente por un largo de 20 m lo que implica una frecuencia baja central de 2.5 MHz. La velocidad de desplazamiento fue de aproximadamente 20 km/h, colectándose trazas cada 2 segundos, lo que equivale en promedio a un dato de espesor cada 11 m de desplazamiento horizontal.

Métodos de laboratorio: análisis isotópico y geoquímico

El hielo glaciar, acumulado durante cientos, miles y hasta decenas y centenas de miles de años en sabanas de Groenlandia y la Antártida, es un excelente registro de los cambios atmosféricos y ambientales de nuestro planeta a lo largo de dichos períodos. La razón estriba en que en el hielo glaciar acumulado existen burbujas de aire atrapadas durante el tiempo de precipitación y acumulación. También existen partículas de polvo atmosférico del mismo tiempo de acumulación. Las técnicas de química e isotopía analítica permiten determinar en gran detalle variaciones en cuanto a composición de gases, partículas de polvo y del mismo hielo acumulado lo que produce valiosa información sobre las características del clima y el ambiente dentro del período de tiempo transcurrido. En particular, la química general del hielo y los estudios de isótopos de oxígeno, hidrogeno y carbono son las herramientas principales en este tipo de estudios.

El interés por conocer el registro climático – ambiental contenido en el hielo glaciar ha dado como resultado la perforación de núcleos de hielo en zonas polares (Antártida y Groenlandia, con perforaciones de hasta 3.700 m) y en zonas de altas montañas (Himalaya, Alpes, Andes, Alaska, perforaciones de decenas y centenas de metros). El análisis isotópico y geoquímico en combinación con otros métodos de estudio puede generar la siguiente información.

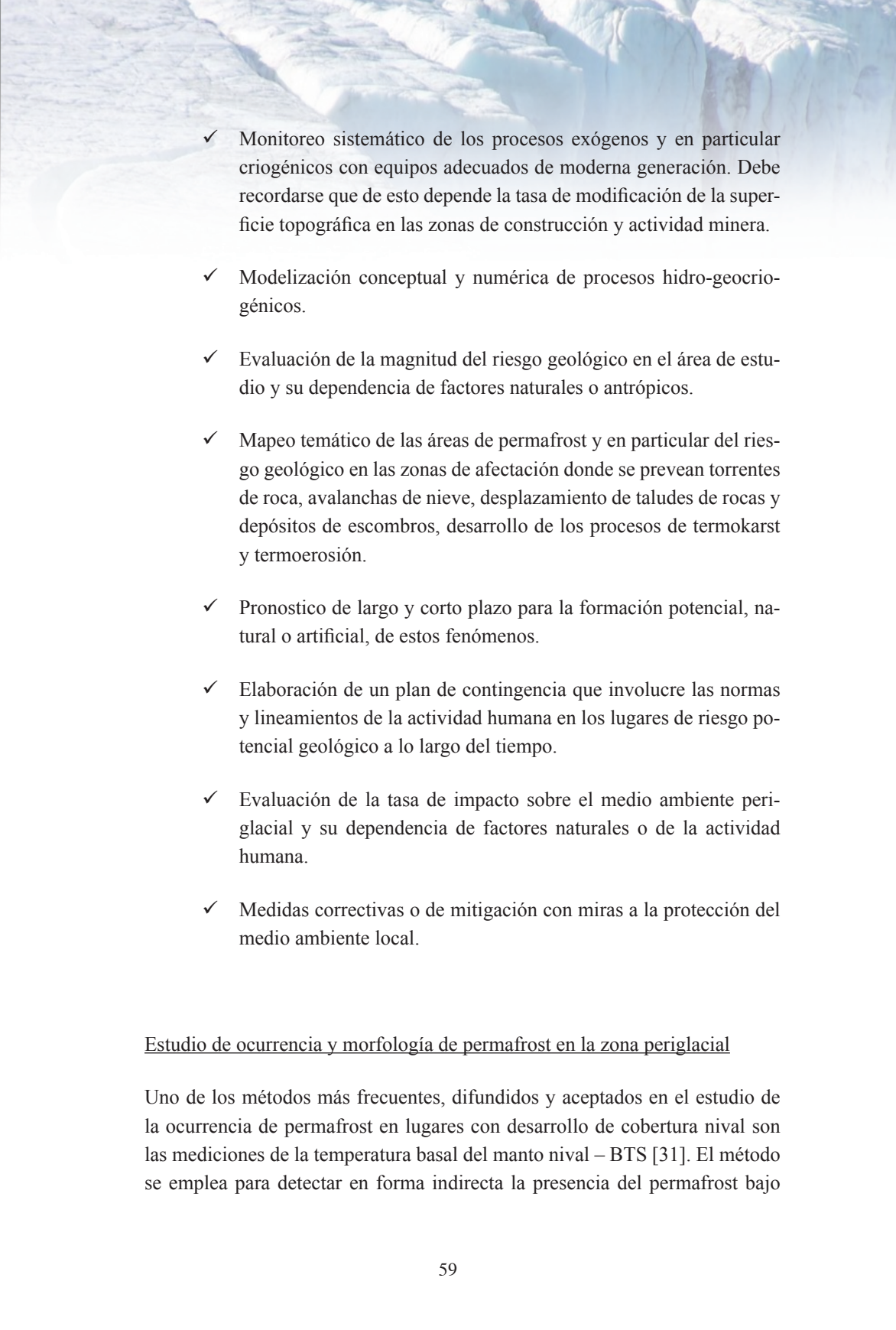
- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

- ✓ Obtención de datos químicos e isotópicos del registro del hielo glaciar (datación del hielo).
- ✓ Información de diversos aspectos que generan datos sobre cambios climáticos en nivel local y regional.
- ✓ Determinación de procesos naturales del glaciar y el potencial aporte antropogénico de contaminantes atmosféricos.

II.5. Principales criterios en los estudios del ambiente periglacial

Los ambientes criogénicos (criósfera) son aquellas zonas de la corteza terrestre, comúnmente relacionada a las regiones polares o alta montaña, donde prevalecen a lo largo de gran parte del año temperaturas bajo cero. El agua infiltrada se congela en el subsuelo (permafrost) produciéndose procesos particulares del relieve criogénico relacionados con el permafrost o con las capas superiores del mismo, sometidas a múltiples ciclos de congelamiento y descongelamiento durante los cuales se modifican notablemente sus propiedades físicas. Los objetivos específicos del estudio en estas zonas siguen las siguientes pautas:

- ✓ Estudios de morfología, estructura del suelo y desarrollo de la capa activa
- ✓ Estudio de temas hídrico - ambientales que incluyen muestreo, evaluación cuali – cuantitativa del agua subterránea en el permafrost.
- ✓ Estudios hidrológicos e hidrogeológicos en la zona periglacial y en sus sectores de descarga.
- ✓ Estudios hidrogeoquímicos e isotópicos para determinar proveniencias, aportes e interrelación entre la hidrogeología y la geocriología en estas áreas.
- ✓ Evaluación de movimientos del suelo asociados a los fenómenos de congelamiento y/o deshielo, natural o artificial.

- 
- ✓ Monitoreo sistemático de los procesos exógenos y en particular criogénicos con equipos adecuados de moderna generación. Debe recordarse que de esto depende la tasa de modificación de la superficie topográfica en las zonas de construcción y actividad minera.
 - ✓ Modelización conceptual y numérica de procesos hidro-geocriogénicos.
 - ✓ Evaluación de la magnitud del riesgo geológico en el área de estudio y su dependencia de factores naturales o antrópicos.
 - ✓ Mapeo temático de las áreas de permafrost y en particular del riesgo geológico en las zonas de afectación donde se prevean torrentes de roca, avalanchas de nieve, desplazamiento de taludes de rocas y depósitos de escombros, desarrollo de los procesos de termokarst y termoerosión.
 - ✓ Pronóstico de largo y corto plazo para la formación potencial, natural o artificial, de estos fenómenos.
 - ✓ Elaboración de un plan de contingencia que involucre las normas y lineamientos de la actividad humana en los lugares de riesgo potencial geológico a lo largo del tiempo.
 - ✓ Evaluación de la tasa de impacto sobre el medio ambiente periglacial y su dependencia de factores naturales o de la actividad humana.
 - ✓ Medidas correctivas o de mitigación con miras a la protección del medio ambiente local.

Estudio de ocurrencia y morfología de permafrost en la zona periglacial

Uno de los métodos más frecuentes, difundidos y aceptados en el estudio de la ocurrencia de permafrost en lugares con desarrollo de cobertura nival son las mediciones de la temperatura basal del manto nival – BTS [31]. El método se emplea para detectar en forma indirecta la presencia del permafrost bajo

cubierta de nieves o hielos y se aplica en varios lugares de estas características [32, 33, 34]. El método se apoya en el papel aislante del manto de nieve que hace que las temperaturas de la superficie del suelo al finalizar la temporada invernal dependan predominantemente del flujo geotérmico.

Las temperaturas de BTS que al finalizar el invierno están entre -2°C y 0°C se producen en zonas de ausencia de permafrost. Por otro lado, cuando las temperaturas de BTS están por debajo de -3°C indican la presencia del permafrost. Cuando las temperaturas de BTS están entre -3°C y -2°C se considera que señalan condiciones de permafrost marginal o esporádico. Las mediciones en campo se pueden realizar con una sonda desplegable de 2 a 3 m de longitud equipada con un termopar o termistor en un extremo de la misma que es introducido en capa de nieve hasta el contacto con el suelo. Se realiza en zonas con espesores mínimos de 0,80 m, que corresponde al espesor mínimo de aislamiento térmico. Para una mejor comparación de los valores de BTS obtenidos a distintas profundidades se recomienda corregir y homogenizar para fijar un valor estándar por metro de profundidad.

II.6 Algunos aspectos de los métodos geofísicos empleados en el estudio del permafrost

Los métodos de georresistividad eléctrica, la refracción sísmica y las imágenes de georradar son hoy día modernas y valiosas herramientas que, bien combinadas, permiten estudiar y zonificar adecuadamente el permafrost e identificar áreas con hielos subterráneos, evaluar la morfología de la capa activa, la presencia de agua sobre y dentro del permafrost y determinar sus características geotécnicas (módulo de Young, relación de Poisson, módulo de rigidez, coeficiente sísmico).

Estos métodos han sido exitosamente aplicados en las investigaciones geocriológicas regionales [35] y para modernas obras de ingeniería en la zona del permafrost [36]. La combinación de las imágenes de georradar con los datos geoelectricos y sísmicos ha permitido identificar con precisión los sectores del permafrost seco o rico en hielo, ubicar las anomalías y las vías de las aguas subterráneas [37]. Un sondeo mecánico (perforaciones o calicatas) realizado con criterios aleatorios siempre será un dato puntual, pero un sondeo guiado

por una zonificación geofísica previa (sondeo paramétrico) será representativo de las condiciones físicas del subsuelo, porque la zonificación geofísica permite definir con exactitud hasta dónde se extienden, lateral y verticalmente, los cambios. La elección de los métodos geofísicos más apropiados para un problema específico dependerá siempre de la experiencia previa y de los objetivos básicos de las investigaciones. Aunque lo más recomendable es combinar los métodos que más se adapten a las condiciones del subsuelo en la zona del permafrost.

Métodos Geoeléctricos

Entre los más empleados en los estudios de permafrost se encuentran los métodos de Investigación Eléctrica por Corriente Continua [38]. Estos métodos tienen amplio desarrollo porque también son empleados en la prospección de aguas subterráneas, de forma que resultan muy versátiles para reconocer presencia de agua o hielo en las rocas e incluso cambios de salinidad en el agua contenida, además de su relación con la litología que los contiene. El concepto se basa en que la resistividad es una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado. Las rocas se comportan como conductores de resistividad muy variable, debida principalmente a que sus poros están rellenos de fluidos (aire, agua y hielo). La resistividad depende de diversos factores, uno de ellos es el contenido variable de hielo y la salinidad del agua contenida por los sedimentos; otros factores importantes, tales como el tipo de sedimento, no tienen influencia cuando se trata de zonas relativamente constantes en cuanto a variaciones litológicas y sin anisotropías direccionales como en este caso.

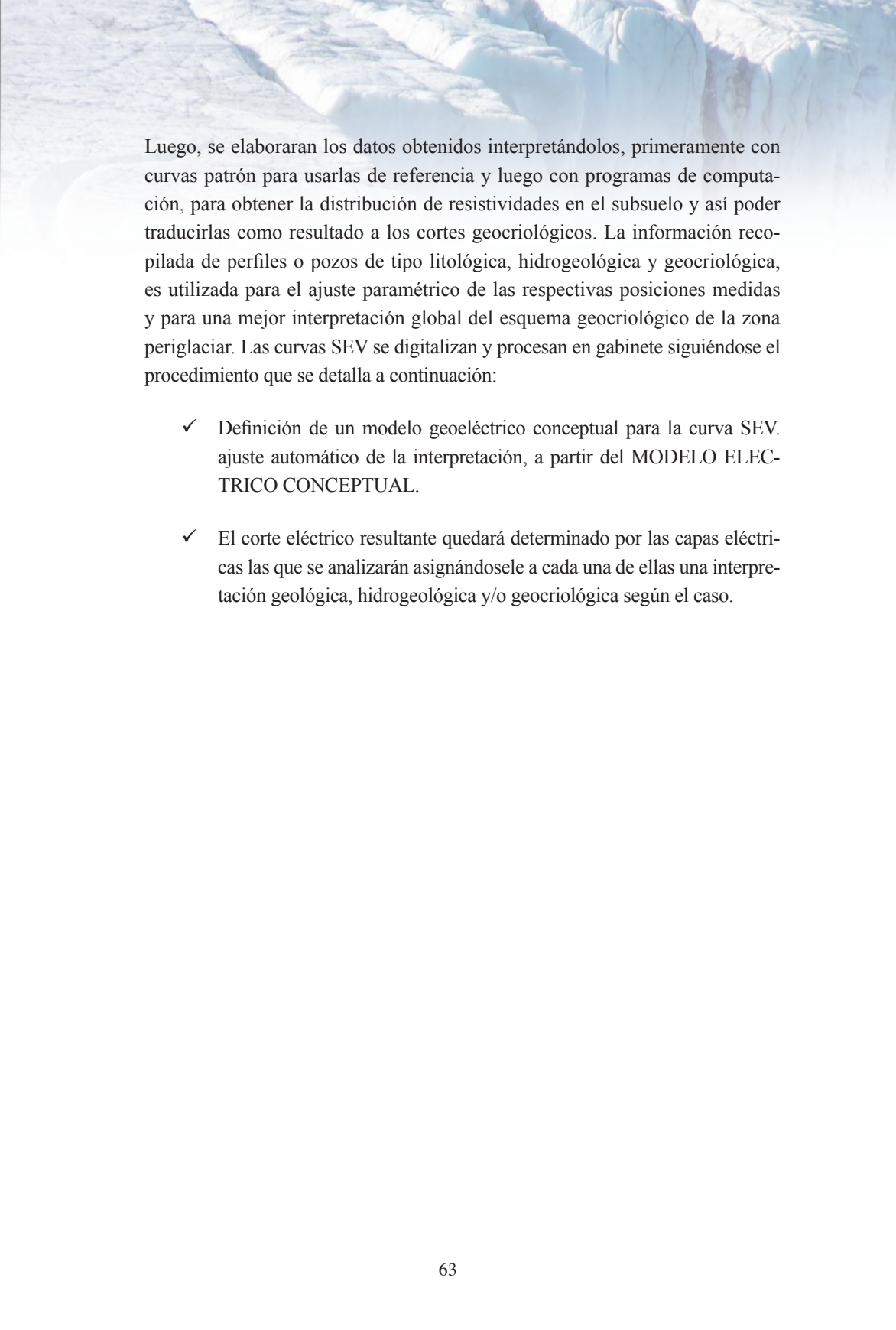
Las corrientes eléctricas que interesan a la prospección no recorren conductores lineales, sino que recorren medios tridimensionales. El problema se aborda desde la suposición de que el subsuelo se compone de varias capas, cada una de ellas con distintas características, en las cuales la resistividad es constante y que están separadas entre sí por superficies planas. La corriente penetra por un electrodo (A) y sale por otro (B) volviendo a la fuente de energía para cerrar el circuito, esta produce un campo eléctrico que se mide por medio de otros electrodos (M y N) conectados entre sí. Los datos se toman desde la superficie del terreno y dan como resultado una resistividad ficticia que dependerá de las resistividades verdaderas de cada capa y de las distancias entre los electrodos. Esta cantidad se conoce como resistividad aparente (ρ_a) que es la variable

experimental que expresa los resultados de las mediciones y que se toma como base para la posterior interpretación.

El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) consiste en una serie de determinaciones de resistividad aparente (ρ_a), efectuadas con el mismo tipo de dispositivo, una separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción (AB), azimut constante y con el centro del segmento MN fijo. Los datos de ρ_a obtenidos en cada posición se representan en la ordenada, mientras que en la abscisa se toman las distancias AB/2 respectivas. Las escalas de ambos ejes son logarítmicas. El resultado es una curva denominada curva de campo o de resistividad aparente (ρ_a) que guarda relación con el comportamiento geoelectrico del subsuelo inmediatamente debajo del punto medio del tendido. La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado partiendo de la curva de campo, determinando una curva de resistividades verdaderas que se adecue a la zona de trabajo. En un principio, se plantea el problema y se examina la información existente en la región para programar el trabajo de campo y los objetivos a alcanzar. Una vez concretada la densidad de las mediciones (distancia entre centros de SEV contiguos) y su posición, se efectúa la recopilación de información en el campo con SEV, de variable longitud según la profundidad de interés, con el uso de un resistivímetro. En la Figura 2.6 se ilustra la fase de tendido geoelectrico en un caso específico [39].



Figura 2.6: Tendido Geoelectrico 1D típico. Isla Vega, Antártida



Luego, se elaboraran los datos obtenidos interpretándolos, primeramente con curvas patrón para usarlas de referencia y luego con programas de computación, para obtener la distribución de resistividades en el subsuelo y así poder traducirlas como resultado a los cortes geocriológicos. La información recopilada de perfiles o pozos de tipo litológica, hidrogeológica y geocriológica, es utilizada para el ajuste paramétrico de las respectivas posiciones medidas y para una mejor interpretación global del esquema geocriológico de la zona periglacial. Las curvas SEV se digitalizan y procesan en gabinete siguiéndose el procedimiento que se detalla a continuación:

- ✓ Definición de un modelo geoelectrico conceptual para la curva SEV. ajuste automático de la interpretación, a partir del MODELO ELECTRICO CONCEPTUAL.
- ✓ El corte eléctrico resultante quedará determinado por las capas eléctricas las que se analizarán asignándosele a cada una de ellas una interpretación geológica, hidrogeológica y/o geocriológica según el caso.

Referencias

- 1.- Kieffer, H., et al. (2000). New eyes in the sky measure glaciers and ice sheets. EOS. Transactions, American Geophysical Union, 89 (24), 265, 270, 271.
2. -Dowdeswell JA, EK Dowdeswell, M Williams, AF Glazovsky. (2010). *The glaciology of the Russian High Arctic from Landsat imagery*. US Geol. Survey Prof. Paper 1386.
3. -Glazovsky A.F., Y.Y. Macheret, M.Y. Moskalevsky, J. Jania. (1991). *Tide-water glaciers of Spitsbergen*. In: *Glaciers-Ocean-Atmosphere: Interactions*. IAHS Publication.
- 4.- Kääh, A. Paul, F., Maish, M., Hoelzle, M. Haeberli, W. (2002). *The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: II. First results*. Annals of Glaciology. 34: 362-366.
- 5.- Paul, F., Huggel C., Kääh, A., Kellenberger, Maisch M. (2002). Comparison of TM-derived glacier areas with higher resolutions data sets. Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space, Bern, March 11-13.
- 6.- Paul, F., Huggel, C., Kääh, A. (2004). *Combining satellite multispectral image data and digital elevation model for mapping debris-covered glaciers*. Remote Sensing of Environment, 89: 510-518.
- 7.- Oerlemans J. y Reichert B.K. (2000). *Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic* Journal of Glaciology, 46, 1-6.
- 8.- Sala H., N., Herrera S. Bischoff, Ermolin E. (2010). Near-surface air temperatures associated with snowmelt seasons over the West Antarctic Ice Sheet during the austral summer. Antarctic Science (Cambridge University Press).
9. - Glazovskiy A. F., Macheret Yu. Ya. (2009). *A current state of a freezing in the Arctic glaciation, instability of glaciers and icebergs calving* . In: *Environment and climate change: natural disasters*. Vol. 8. Natural processes in polar regions of the Earth / Ed. V.M.Kotlyakov. Moscow, p. 107-117.

10. - Buzin, I. V., A.F.Glazovskiy, Yu.P.Gudoshnikov, A.I.Danilov, N.E.Dmitriev, Zubakin, N. V. Kubyshkin, A.K.Naumov, A.V.Nesterov, A.A.Skutin, E.A.Skutina, S.I. Shibakin. (2008). *Icebergs and glaciers of the Barents Sea: researches of the last years*. Problems of the Arctic and Antarctic, vol. 78, no. 1, p. 66-89.
11. - Rott, H., W. Rack, T. Nagler y P. Skvarca. (1998). *Climatically induced retreat and collapse of northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula*. *Annals of Glaciology*, Vol. 27, 86-92.
- 12.- Scambos T., R. Ross, R. Bauer, E. Ermolin, P. Skvarca, D. Long, J. Bohlander and T. Haran. (2008). *Calving and ice-shelf break-up processes investigated by proxy: Antarctic tabular iceberg evolution during northward drift*. *Journal of Glaciology*, Vol. 54, No. 187, 579-591.
- 13.- Paterson, W.S.B. *The physics of glaciers*. (1994). Third edition, Pergamon/Elsevier, 345.
- 14.- Mayo, L.R., M.F. Meier Y W.V. Tangborn. (1972). A system to combine stratigraphic and annual mass-balance systems: a contribution to the International Hydrological Decade. *Journal of Glaciology*, Vol. 11, 61.
- 15.- Østren G. and A. Stanley. (1969). *Glacier Mass Balance Measurements*. Department of Energy, Mines and Resources. Inland Waters Branch, Reprint series 66, 106.
- 16.- Kaser G., Fountain A. y Jansson P. (2003) *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers*, UNESCO, Paris.
- 17.- Fountain A. y Vecchia A. (1999). *How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier*, *Geographiska Annaler* 81(A) 563-568.
- 18.- Cogley J.G. (1999). *Effective sample size for glacier mass balance*, *Geografiska Annaler*, 81 497-507.
- 19.- Casassa, G. (1987). *Ice Thickness deduced from gravity anomalies on Soler Glacier, Nef Glacier and the Northern Patagonia Icefield*. *Bulletin of Glacier Research*, 4, 43-57.

20.- Macheret Yu.Ya. (1977). *Seysmicheskiy metod v glaziologii. (El método sísmico en glaciología). Los métodos geofísicos en glaciología.* VINITI, Moscú, 41-86. (En Ruso).

21.- Kennet, M, T. Laumann & C. Lund. (1993). Helicopter-borne radio-echo sounding of Svaritsen, Norway. *Annals of Glaciology*, 17: 23-26.

22.- Dowdeswell JA, MR Gorman, AF Glazovsky, YY Macheret. (1994). *Airborne radio-echo sounding of the ice caps on Franz Josef Land.* Datos de estudios glaciológicos. Part. 81. Acad. de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, 92-101.

23. Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F. (2000). *Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data.* Polar Research, vol. 19, no 2, p. 205-216.

24.- Steinhage, D, U. Nixdorf, U.Meyer & H. Miller (1999). *New maps of the ice thickness and subglacial topography in Dronning Maud Land, Antarctica, determined by means of airborne radio-echo sounding.* *Annals of Glaciology*, 29, 267-272.

25.- Damm, V., G. Casassa, D. Eisenburger & M. Jenett (1999). *Glaciological and hydrogeological studies of glaciers in Central Chile and Patagonia using a helicopter borne radio echo sounding system.* Operational Report and Preliminary Results, BGR, Germany, 45.

26.- Casassa, G., V. Damm, D. Eisenburger, M. Jenett, C. Cárdenas, C. Acuña, A. Rivera & H. Lange (2001). *Estudios glaciológicos en Patagonia y Chile central utilizando un sistema aerotransportado de radio eco sondaje.* Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales, 29, 25-44.

27.- Cárdenas, R. (2002). *Uso de un sistema digital de radar, altimetría láser, video y fotografía a bordo de un avión para medir propiedades de glaciares.* Tesis de Ingeniero de Ejecución Eléctrico, Universidad de Magallanes, 89.

28.- Rivera, A, Casassa. G. & Acuña. C. (2001). *Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur.* Investigaciones Geográficas. Chile, 35, 67-100.

29.- Rivera, A., Casassa, G., Carvallo, R. & Lange, H. (1998). *Complex Subglacial Topography Revealed Under The Antarctic Ice Sheet at Patriot Hills.* Abstracts Antarctic Geodesy Symposium, U. de Chile, Santiago.

30.- Rivera, A. & Casassa, G. (2002). *Detection of Ice Thickness using radio echo sounding on the Southern Patagonia Icefield* A unique natural laboratory for environmental and climate change studies. Casassa G., Sepúlveda F. V., and Sinclair R. M. (Eds.) Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 101-115.

31.- Haeberli, W. (1973). *Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9, 221-227.

32.- King, L., Gorbunov, A.P. & Evin, M. (1992). *Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena*. Permafrost and Periglacial Processes, 3, 73-81.

33.- Ermolin, E. (1986). *Geoindikaziya podzemnykh l'dov Pamira y Tian-Shanya* (Geoindicación de los hielos subterráneos de Pamir y Tian-Shan). Problemas de la cartografía geocriológica. Instituto del Permafrost. Acad. de Ciencias de la U.R.S.S., Yakutsk, 30-39. (En Ruso).

34. – Ermolin, E. y U. Atakanov. (1990). *Ekologicheskie aspekty kriolitozony Tian-Shanya* (Aspectos ecológicos de la zona del permafrost de Tian-Shan). Problemas de la geocología en zona de montaña. Acad. de Ciencias de Kirguizia. Frunze, 17-24. (En Ruso).

35.- Ermolin, E. y A. Nemov. (1981). *Morfologiya kriolitozony Pamira y Tian-Shanya po geologicheskim y geofizicheskim dannym* (Morfología de la criolitozona de Pamir y Tian-Shan según los datos geológicos y geofísicos). Investigaciones expedicionarias y experimentales de las rocas sedimentarias de permafrost. Instituto del Permafrost. Acad. de Ciencias de la U.R.S.S., Yakutsk. 20-26. (En Ruso).

36.- Ermolin E. y Silva Busso A. (2008). *Aspectos geocriológicos y geotécnicos para la construcción de la pista aterrizaje en la planicie del Cabo Wellchness, Isla Dundee, Península Antártica*. Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, ASAGAIA ISSN:0326-1921 N°22 33-44.

37.- Ermolin, E. y Silva, A. (2009). *Surface and groundwater in permafrost zone of Marambio (Seymour) Island, Antarctic Peninsula region II Congreso Ibérico de la IPA. Sigüenza (Guadalajara)*, 17 - 34.

38.-Orellana, E. (1982). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Editorial Pananinfo, Madrid, España, 157.

39.- Ermolin, E., H. De Angelis and P. Skvarca. 2002. *Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using aerial photography and satellite imagen*. *Annals of Glaciology*. V. 34, 184-188.

CAPÍTULO

III



Formación y tipos de glaciares



III. 1. El Ambiente glaciar. Formación y aspectos generales

Un glaciar es una masa de hielo de condiciones plásticas en la superficie terrestre, que fluye pendiente abajo por deformación interna y por deslizamiento en su base. Esta masa de hielo se mantiene como consecuencia del balance entre la acumulación de nieve en las cotas más altas y la fusión del hielo a cotas más bajas o por la descarga al mar en lugares polares. La topografía del lecho es la mayor influencia en la dinámica y pendiente de un glaciar.

El incremento de la masa de un glaciar se produce como consecuencia del proceso de diagénesis, que se puede describir como la transformación de nieve en hielo a través del intercambio de moléculas de agua desde posiciones menos estables en la capa cuasi-líquida de la superficie de un cristal de nieve a otras, más estables. La figura 3.1 muestra, esquemáticamente, las fases consecutivas de esa transformación.



Figura 3.1: Etapas de transformación de nieve a firn.

El hielo, que es el resultado final del metamorfismo de la nieve, se define como moléculas de agua en estado sólido con densidades superiores a 800 kg/m^3 . La densidad del hielo puede variar por diversas causas: las impurezas existentes, la característica de la diagénesis sufrida y el tiempo transcurrido desde la formación de la cobertura de la nieve. La densidad del hielo puro es de 910 kg/m^3 y, en ese caso, se tienen bloques de hielo libres de impurezas de un color azul cristalino.

La porosidad del agua en estado sólido fluctúa entre un 99 %, en el caso de la nieve fresca hasta menos del 3 % en el hielo con densidad mayor a 800 kg/m^3 . Esta variación está vinculada con los cambios que se producen en relación con la capacidad de circulación de aire y agua entre las partículas de hielo.

Cuando durante el proceso de formación de hielo queda aire atrapado dentro de la masa sólida como consecuencia de haberse interrumpido completamente

la circulación y las densidades están entre 550 y 800 kg/m³ se tiene el aire atrapado en forma de vesículas y ese estado de agregación se lo denomina neviza. En un glaciar la transformación de neviza en hielo se produce por efecto de fenómenos de compresión [1].

El mecanismo mediante el cual se verifica el proceso de diagénesis reseñado hasta aquí puede variar según sean las condiciones en las cuales se desarrolla el glaciar.

En los casos de glaciares templados, entendidos como aquéllos en los que la parte superior está a la temperatura de fusión, la diagénesis se ve favorecida por la continua recongelación. Esta es la nieve o hielo que funde durante el día, percolando en los estratos subyacentes, infiltrándose en los poros, expulsando el aire intercalado y volviendo a congelar por descenso de la temperatura en la noche.

Esta recongelación está favoreciendo y acelerando el proceso de transformación de la nieve en hielo. Otros mecanismos de diagénesis son la sublimación y la deformación plástica. En zonas en las que se verifican ciclos de congelación descongelación se produce el fenómeno de crioclastismo: los cambios de volumen del agua atrapada entre las rocas, al transformarse en hielo, producen la disgregación física de éstas afectando la morfología del glaciar.

En los glaciares polares se observa otro mecanismo de transformación de la nieve en hielo. En las regiones polares y subpolares los glaciares están sobre o dentro de la línea de firm, y su temperatura es mucho más baja que la del punto de fusión, por tal razón en su fondo no fluye agua de fusión en forma permanente. Como consecuencia, los cristales necesitan más tiempo para recrystalizarse en hielo glaciar que en el caso de los glaciares templados a mayor latitud que los mencionados. Por la misma razón estos glaciares no son tan sensibles a las fluctuaciones climáticas y su desplazamiento tiende a ser más brusco, además de tener largas fases sin movimiento. La figura 3.2 muestra cómo varía la transformación de la nieve en firm y hielo en función de la profundidad en distintos glaciares.

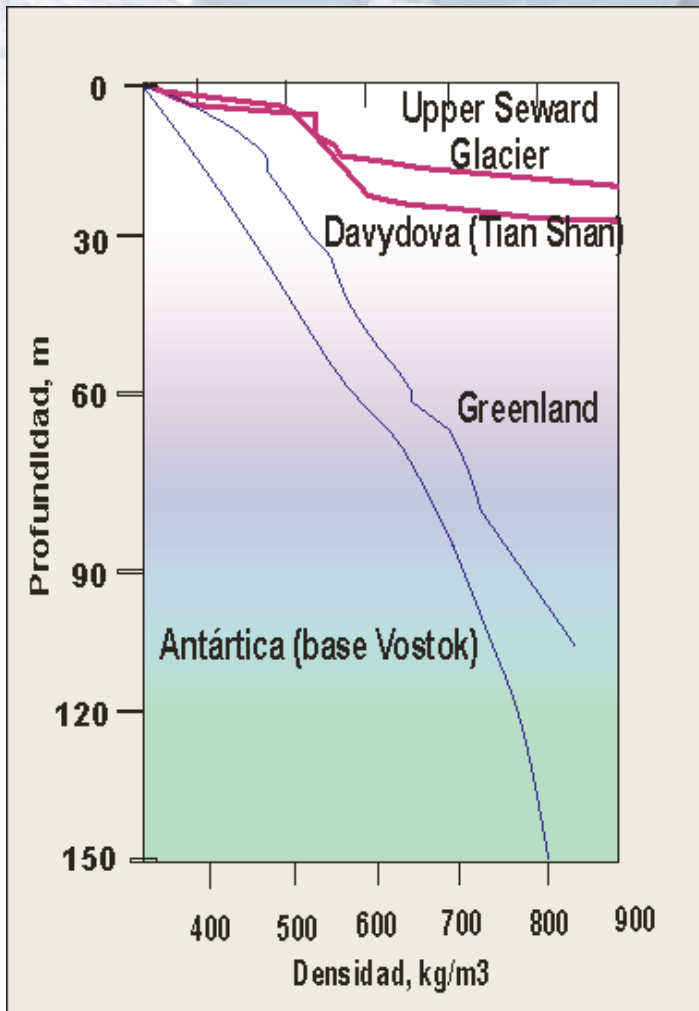


Figura 3.2: Transformación de nieve a hielo en glaciares templados, politermales y fríos.

En cuanto a los tiempos de transformación, en rasgos generales se pueden considerar los siguientes aspectos:

- *Glaciar templado.* El tiempo de transformación es de 1 a 3 años y los procesos dominantes son la infiltración y la formación de hielo superpuesto.

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

- *Glaciar subpolar (politermal)*. El tiempo de transformación es de 5 a 10 años y los procesos dominantes son la infiltración y la recristalización.
- *Glaciares polares*. El tiempo de transformación es de 100 a 500 años y los procesos dominantes son la recristalización seca y el dinamometamorfismo.

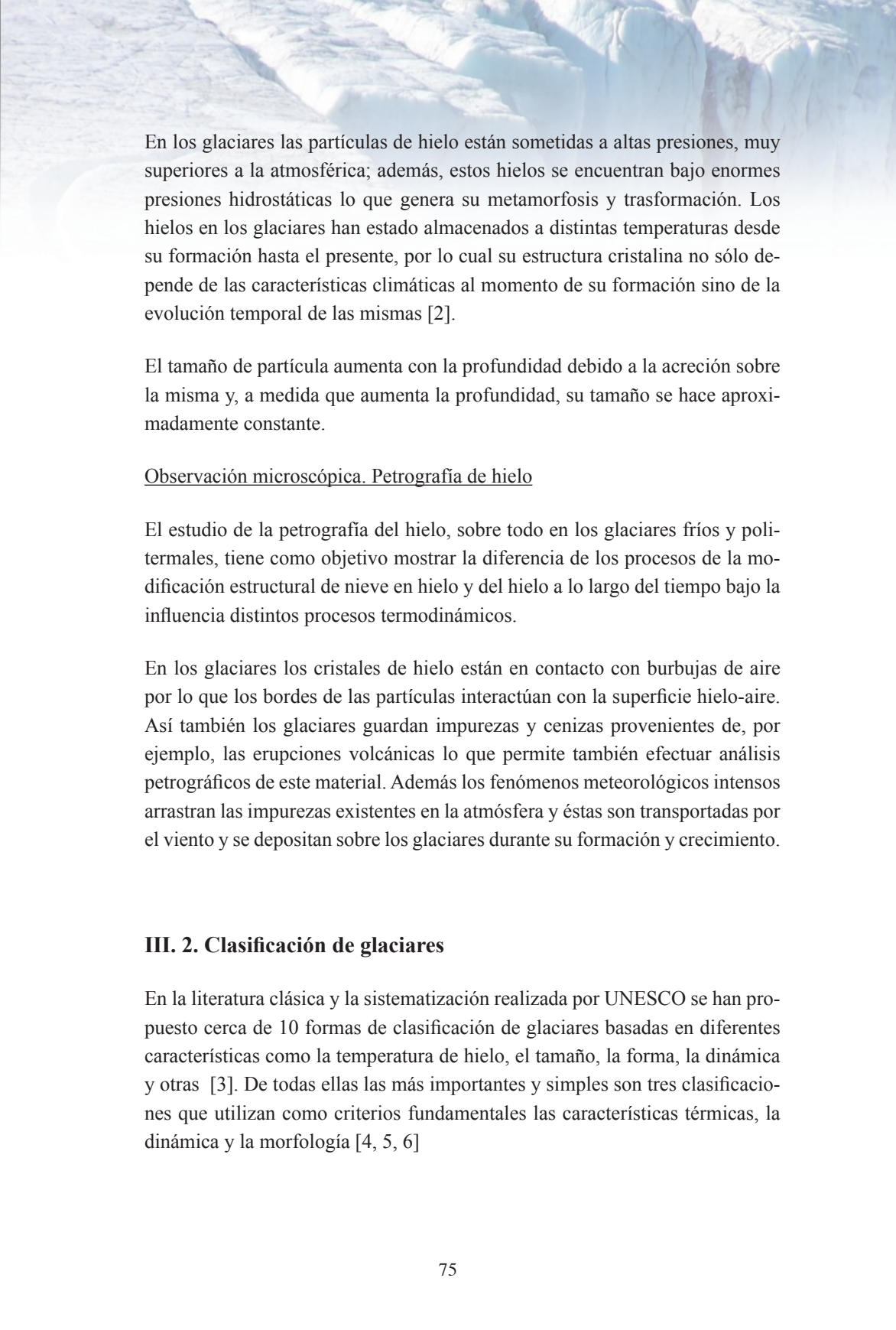
Observación macroscópica. La textura del hielo

La textura del hielo de un glaciar es, en general, función de tres factores: tiempo, temperatura y presión.

El crecimiento de los policristales de hielo modifica el número de granos y, por consiguiente, altera varios procesos físicos que tienen lugar en el sólido. En general, el cambio estructural responde al cambio de las partículas de hielo y en cierta forma depende de los contaminantes presentes en el hielo (Figura 3.3).



Figura 3.3: Estructura del hielo de glaciar politermal (izq) y templado (der).

A photograph of a glacier with a person standing on it for scale. The glacier is a vast, white expanse of ice with some crevasses and a person standing on it in the distance, providing a sense of scale. The background is a bright, overcast sky.

En los glaciares las partículas de hielo están sometidas a altas presiones, muy superiores a la atmosférica; además, estos hielos se encuentran bajo enormes presiones hidrostáticas lo que genera su metamorfosis y transformación. Los hielos en los glaciares han estado almacenados a distintas temperaturas desde su formación hasta el presente, por lo cual su estructura cristalina no sólo depende de las características climáticas al momento de su formación sino de la evolución temporal de las mismas [2].

El tamaño de partícula aumenta con la profundidad debido a la acreción sobre la misma y, a medida que aumenta la profundidad, su tamaño se hace aproximadamente constante.

Observación microscópica. Petrografía de hielo

El estudio de la petrografía del hielo, sobre todo en los glaciares fríos y politermales, tiene como objetivo mostrar la diferencia de los procesos de la modificación estructural de nieve en hielo y del hielo a lo largo del tiempo bajo la influencia distintos procesos termodinámicos.

En los glaciares los cristales de hielo están en contacto con burbujas de aire por lo que los bordes de las partículas interactúan con la superficie hielo-aire. Así también los glaciares guardan impurezas y cenizas provenientes de, por ejemplo, las erupciones volcánicas lo que permite también efectuar análisis petrográficos de este material. Además los fenómenos meteorológicos intensos arrastran las impurezas existentes en la atmósfera y éstas son transportadas por el viento y se depositan sobre los glaciares durante su formación y crecimiento.

III. 2. Clasificación de glaciares

En la literatura clásica y la sistematización realizada por UNESCO se han propuesto cerca de 10 formas de clasificación de glaciares basadas en diferentes características como la temperatura de hielo, el tamaño, la forma, la dinámica y otras [3]. De todas ellas las más importantes y simples son tres clasificaciones que utilizan como criterios fundamentales las características térmicas, la dinámica y la morfología [4, 5, 6]

Clasificación térmica de glaciares

El gradiente de temperatura en el cuerpo de un glaciar es un factor importante cuando se lo considera como un sistema, ya que el agua de fusión, las tasas de erosión y las de ablación, dependen directamente de las características térmicas del glaciar, especialmente en su contacto con el lecho rocoso.

Para este tipo de clasificación la temperatura significativa considerada es la que corresponde al núcleo del glaciar, por debajo del nivel de variación estacional de la temperatura. En función de esto la clasificación se define como [1]:

- *Glaciar Templado:* Toda la masa de hielo se encuentra a 0°C y contiene grandes cantidades de agua de fusión. Es típico de las zonas montañosas y de las latitudes medias excepto en grandes altitudes. Son ejemplos los glaciares de los Alpes, Tian-Shan Norte y Oriental, Pamir Occidental, Himalaya y los Andes centrales.
- *Glaciar Polar:* Toda la masa de hielo se encuentra muy por debajo de 0°C. El agua de fusión es prácticamente inexistente. Se los encuentra en casquetes polares y a grandes alturas en latitudes medias o altas. Son ejemplos los glaciares de Antártida, Groenlandia, los Urales Polares, y los Andes centrales en alturas mayores a los 5000 metros.
- *Glaciar Subpolar (o politermal):* En estos glaciares se ven condiciones mixtas. Los sectores centrales y/o de gran acumulación tienen características de glaciar templado. Las zonas distales y/o de poco espesor tienen condiciones de glaciares polares. En verano puede haber grandes cantidades de agua. Son ejemplos los glaciares del norte de la Península Antártida, y los Andes Patagónicos Sur.

El punto de fusión del hielo depende muy levemente de la presión y, por lo tanto, casi no varía con el espesor de las capas de hielo superiores. Por lo tanto en los glaciares templados se encuentran temperaturas de básicamente 0°C en tanto que en los glaciares politermales y polares se encuentran temperaturas inferiores a 0°C, desde pocos grados bajo cero en glaciares politermales a decenas de grados bajo cero en los glaciares polares

Clasificación según dinámica

Esta clasificación se relaciona con el tipo y características del movimiento de la masa glaciár, pudiendo definirse como:

- *Glaciares activos.* Poseen un movimiento rápido, favoreciendo el desplazamiento de rocas hacia zonas de acumulación (morrenas). La alimentación nival es significativa y se da en la fase de progresión (Figura 3.4). La gran acumulación de nieve desencadena el proceso de formación del glaciár, así como su desplazamiento en dirección al valle frontal. La mayoría de glaciares de este tipo son estables y se encuentran generalmente relacionados a campos de glaciares extensos.
- *Glaciares pasivos.* Son aquellos que fluyen lentamente en favor de la pendiente. La movilización de rocas y generación de morrenas es dificultosa. Por lo general estos glaciares están en la fase de retroceso y tienen importancia geomorfológica, por las geofomas de deposición y la génesis de formas donde el agua de fusión es el principal agente erosivo (Figura 3.5).
- *Los glaciares inactivos.* Son los que no tienen alimentación y sólo persisten por la lenta fusión del hielo. Son relictos, están en la fase de retroceso final por fusión de la masa de hielo restante y no tienen movimiento (Figura 3.6). Suelen no tener línea de compensación y se observa que el retroceso del glaciár es por causa de la desaparición de la zona acumulación.



Figura 3.4: Glaciár activo del Geant en los Alpes Occidentales.

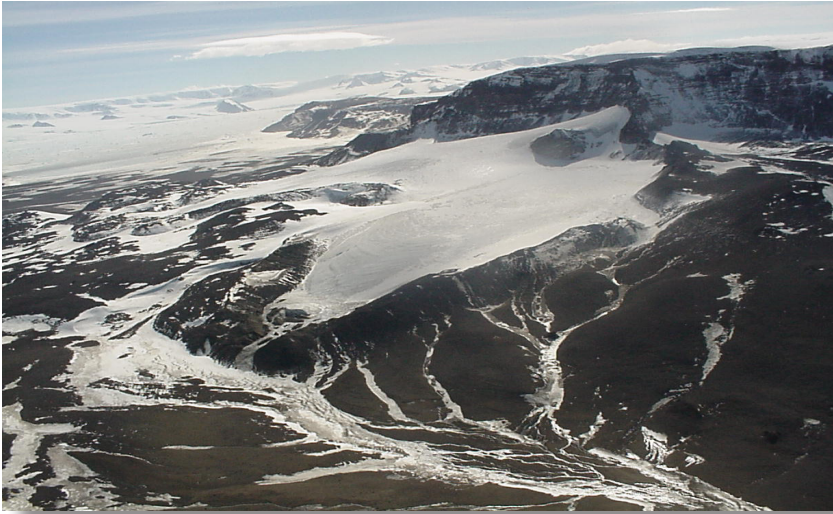


Figura 3.5. Glaciar pasivo (Glaciar Whisky en James Ross, Península Antártica).



Figura 3.6: Glaciar pasivo, (Isla James Ross, Península Antártica).

Clasificación morfológica de glaciares

Esta clasificación se basa en la forma y extensión de los cuerpos glaciares y puede tener diferentes acepciones a lo largo del tiempo en la bibliografía. La descripción que sigue es una de las más aceptadas.

- *Indlansis*: Son aéreas o superficies horizontales de hielo de pendiente casi horizontal. En Antártida y Groenlandia están los mayores Indlansis del planeta, si bien existen otras superficies menores como por ejemplo el Campo de Hielo Patagónico, las masas glaciares de Islandia o las Islas Spitzberg que podrían estar también comprendidos dentro de esta clasificación.
- *Sabanas de Hielo*. En la Antártida los indlansis se llaman sabana de hielo cuando superan los 50000 km², calota de hielo cuando son menores a 50000 km² y barrera de hielo que es la parte de sabana de de hielo flotante en la costa cuando los flujos glaciares alcanzan el mar.
- *Glaciares de montaña*: Estos son glaciares pequeños y restringidos a circos en montaña y son típicos en alta montaña (antiguamente se los denominaba Alpinos) también se observan en el margen oriental y occidental de la Península Antártica.

Morfología de glaciares de montaña

Dado que los glaciares de montaña han sido históricamente más accesibles para su estudio y más frecuentes en las zonas pobladas por los seres humanos existe una clasificación específica que usualmente se emplea para agruparlos y se basa fundamentalmente en los aspectos fisiográficos de su emplazamiento, a saber:

- *Glaciar de valle*: Son los glaciares que discurren por un valle bien definido. Estos glaciares son típicos en los valles montañosos, ubicados sobre la línea de nieves permanentes y conectados mediante una lengua glaciaria descendente hasta debajo de dicha línea (Figura 3.7).

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

- *Glaciar de circo*: Se los llama así por ocupar las partes superiores de los picos montañosos donde se encuentran los circos: forma de erosión semilunar que los caracteriza (Figuras 3.8 y 3.9).
- *Glaciar de piedemonte o pedemontano*: Se denomina así a los glaciares de valle, que al llegar a topografías inferiores y de menor pendiente ensanchan considerablemente su frente en forma de abanico (Figura 3.10).
- *Glaciar compuesto*: Es aquel glaciar alimentado por otros menores, que, a manera de afluentes en un río, llegan por los flancos a engrosar su caudal. Las morrenas laterales de los afluentes pasan así a ser morrenas centrales en el glaciar principal. Se observan glaciares compuestos en la margen de península Antártica (Figura 3.11) y en el Campo de Hielo Patagónico Sur, el Glaciar Upsala es un claro ejemplo de este tipo.



Figura 3.7. Glaciar de valle - Cáucaso Norte (Foto Ivan Lavrentiev).

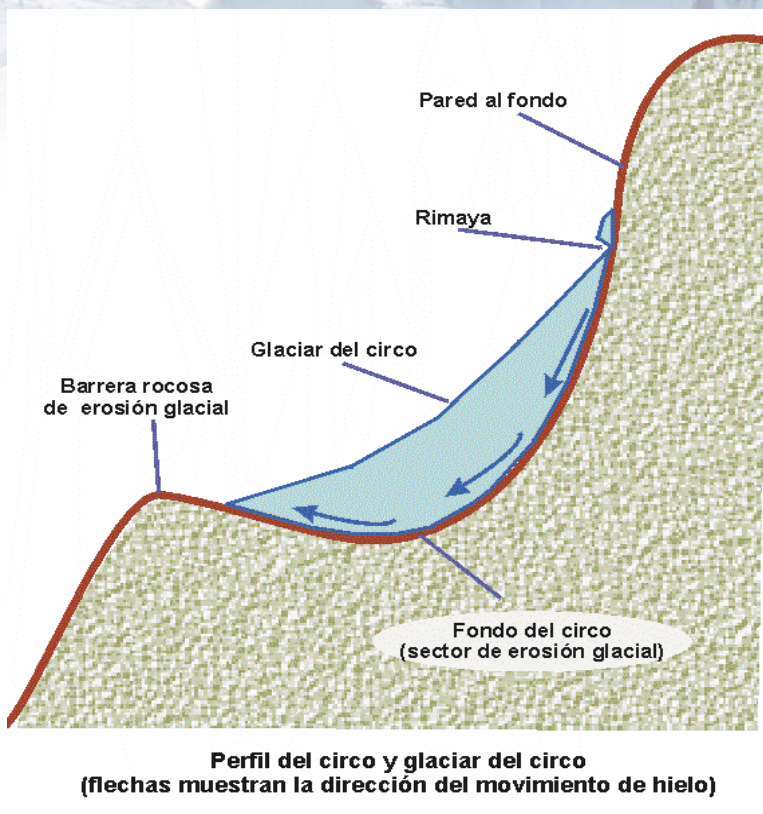


Figura 3.8: Características y formación de un glaciar del circo.



Figura 3.9: Glaciares de Circo flanco oriental de la Península Antártica



Figura 3.10: Glaciares de piedemonte en Alaska.



Figura 3.11: Glaciares compuestos (isla James Ross, Península Antártica).

III.3. Grietas en glaciares

Las grietas en los glaciares son rupturas de la superficie del mismo cuyo tamaño puede ser desde minúsculas fracturas a grandes brechas en el hielo de varios metros de ancho. Las grietas se forman en los glaciares por efecto del movimiento y la diferencia de velocidad que se verifica en distintas zonas de su masa y por las irregularidades y desniveles del terreno sobre el que fluye su base [7]. Estas grietas son muy importantes en tanto que controlan la infiltración del agua de fusión superficial y poseen un papel fundamental en la circulación general del agua glaciar. Existen diferentes tipos y clasificaciones que se describen a continuación

Grietas de posición

Rimaya:

Es una de las diversas formas que adoptan las grietas. Las rimayas se localizan en la cabecera o márgenes superiores del glaciar en el contacto con el filo rocoso de los riscos y poseen una pendiente muy fuerte (Figura 3.12).



Figura 3.12: Rimaya en el Glaciar Oriental de la Maladeta (Pirineos, Españoles).

Se forma en la parte superior del glaciar, paralela a la pared posterior del circo. En los glaciares activos se encuentran rimayas de mayores dimensiones. Su formación se explica dada la elevada velocidad consecuyente de la importante alimentación nival en este sector, tanto por las continuas avalanchas como por la alta precipitación. La Rimaya puede tener hasta 50 metros de profundidad y es visible en casi todos los glaciares, especialmente en verano cuando la cornisa desaparece.

Seracs:

Son un conjunto de numerosas y complejas grietas, de diversos tamaños y formas, producidas por abruptos cambios de pendiente, formas muy irregulares de la topografía del lecho de fondo, movimiento acelerado del glaciar y/o fuerte ablación (Figura 3.13).



Figura 3.13: Seracs en glaciar Bivachniy (Pamir Oeste).

Grietas transversales:

Son el tipo más común de fracturas de un glaciar. Habitualmente se encuentran en sectores de elevada tensión de deformación del cuerpo glaciar. Normalmente se observan en la zona de acumulación cuando el lecho es de pendiente uniforme, o donde existe una elevada pendiente en el lecho del fondo de glaciar y crece la velocidad de desplazamiento pendiente abajo. Las grietas transversales se disponen en la dirección perpendicular al flujo del glaciar.

Grietas de movimiento

Grietas marginales:

Se forman, en general, por el mayor movimiento de desplazamiento del hielo en el centro del glaciar, donde se encuentra la zona de mayor espesor. No responden a una causa específica más allá del movimiento mismo y pueden hallarse en casi cualquier sitio y circunstancia.

Grietas longitudinales:

Se forman en dirección paralela a la de flujo del glaciar, como consecuencia de la tensión de deformación que se produce hacia las márgenes. Aparecen tanto en el centro de la zona de ablación del glaciar como en áreas donde la lengua del glaciar puede expandirse en sus márgenes o como consecuencia de la existencia de alteraciones en el terreno como, por ejemplo, una prominencia (montículo) en su lecho rocoso (Figura 3.14).

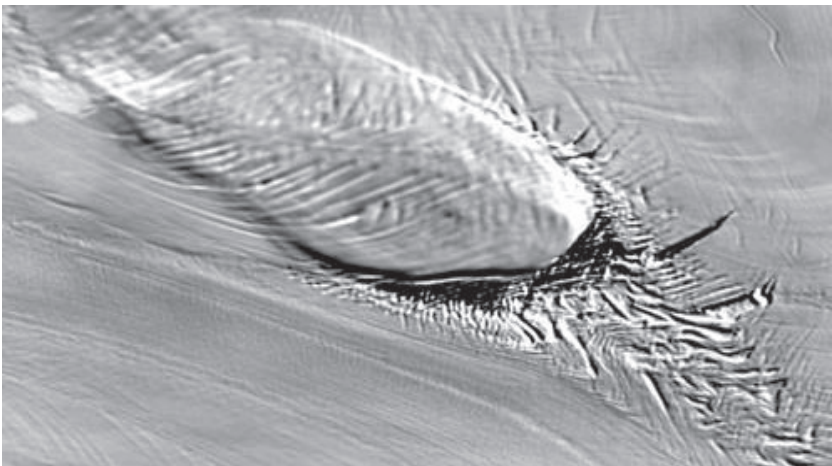


Figura 3.14: Formación del campo de las grietas alrededor de los obstáculos.

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

En general no existe un tipo de grietas único en un glaciar sino que se manifiestan los distintos tipos de grieta sobre la masa glaciar bajo distintas formas y diversas combinaciones. La Figura 3.15 muestra un conjunto de tipos de grietas de posición, longitudinales, transversales, laterales, rimayas y seracs tal como suele presentarse en los glaciares.



Figura 3.15: Diferentes tipos de grietas en el Glaciar del Geant.

Referencias

- 1.- Taylor, L. D. (1962). *Ice structures, Burroughs Glacier, Southeast, Alaska*. Institute of Polar Studies. U.S.A., 106.
- 2.- Schumskiy P.A. (1964). *Principles of structural glaciology*. (Translated from the Russian by D. Kraus). Dover, New York, (Original publication 1955), 497.
- 3.- UNESCO. 1969. *Variations of existing glaciers*. Technical papers in hydrology N° 3. Paris, Francia, 19.
- 4.- Ahlmann, H. W. (1940). *The classification of glaciers by relative area distribution*. – Georg. Annal. V. 22, 191-205.
- 5.- Muller, F. (1980). *Glaciers and their fluctuations*. Nature and Resources. Vol XVI N° 2. 5-11.
- 6.- Dyurgerov, M. B. and Meier, M. F. (2005). *Glaciers and the Changing Earth System: a 2004 Snapshot*. –Occasional Paper No. 58,. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado.
- 7.- Schumskiy P.A. (1969). *Dinamicheskay glasiologiy (Glaciología dinámica)*. Hidrología de Tierra, V. 9, Moscú, 233, (En Ruso).



- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -



CAPÍTULO

IV

Los glaciares en el mundo



- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

IV. 1. Distribución de glaciares en la tierra

Las naciones que, tanto en el hemisferio norte como en el sur, cuentan con glaciares dentro de su territorio reconocen el alto valor de estos cuerpos de hielo: no sólo como fuentes de agua dulce presentes y futuras, sino también como indicadores directos del cambio climático y como imágenes de la naturaleza que forman parte de los atractivos turísticos del país. Sin embargo, y a pesar de los avances alcanzados en el uso de sensores remotos, aún no se ha logrado contar con un inventario que cubra a todos los glaciares del mundo.

En la actualidad existen dos proyectos internacionales de inventarios globales de glaciares: el World Glacier Inventory (WGI) coordinado por el World Glacier Monitoring Service (WGMS) con sede en Suiza; y el Global Land Ice Measurements From Space (GLIMS) cuyos datos son manejados por el National Snow and Ice Data Center (NSIDC) en Colorado, USA. Ambos proyectos están relacionados y tienen como objetivo final dar un inventario de los glaciares mundiales.

El WGI basa su estudio en gran medida al análisis de fotografías aéreas y mapas temáticos mientras que GLIMS se basa en imágenes satelitales (LANDSAT, SPOT, ICONO) y modelos digitales de elevación para estimar la superficie y otras características importantes, con el propósito de identificar y actualizar las modificaciones de los glaciares a través del tiempo. Una rama más reciente de este proyecto es el GlobGlacier Projec de la European Space Agency (ESA).

La tabla 4.1 muestra la distribución de superficies cubiertas por glaciares en las distintas regiones del planeta.

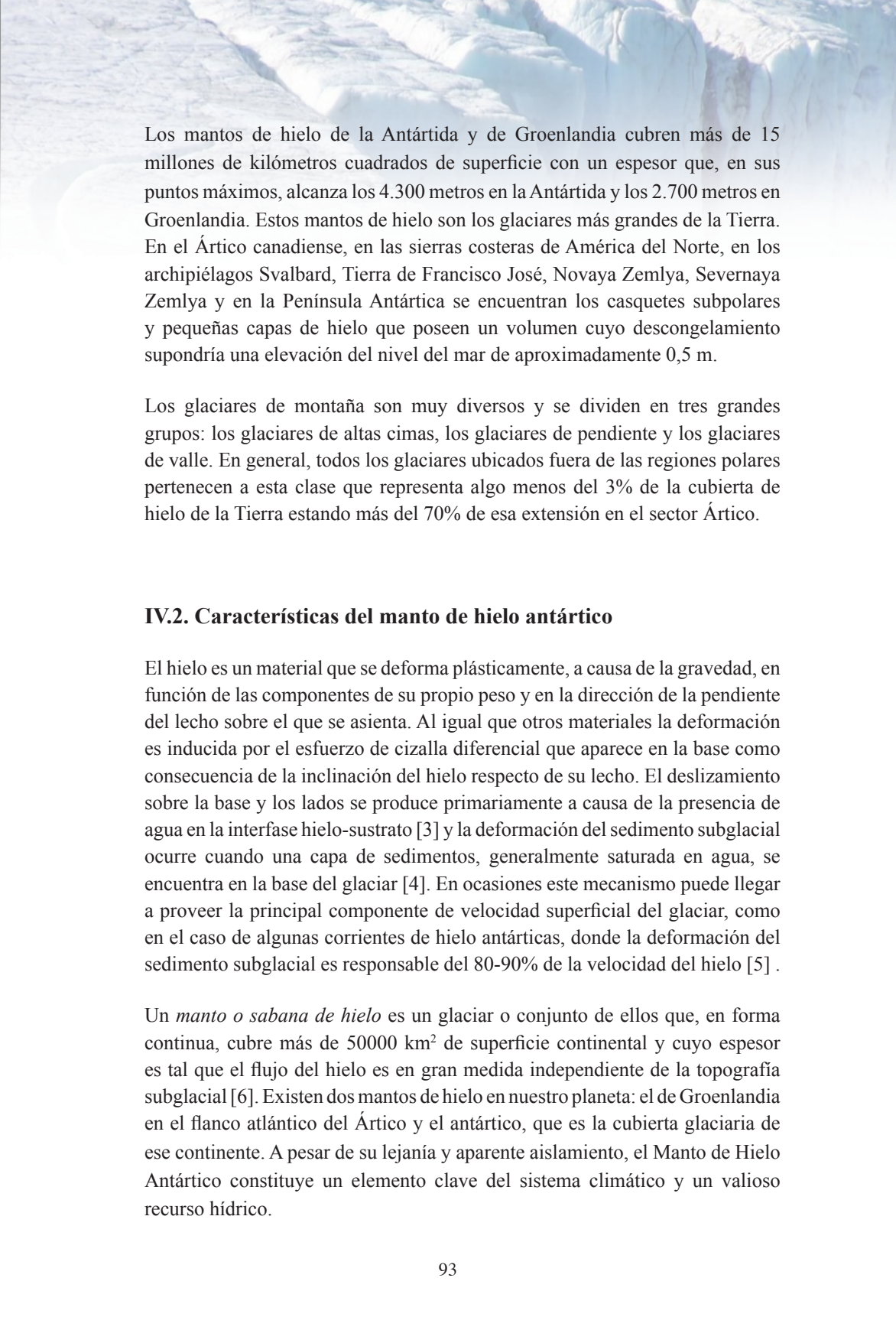
REGIÓN	REGIÓN	ÁREA/km ²
ANTÁRTIDA	ANTÁRTIDA	13.586.310
GROENLANDIA	GROENLANDIA	1.726.400
AMÉRICA DEL NORTE		276.100
	Canadá	200.806
	EE. UU.	75.283
	México	10
EUROPA		53.967

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

	Svalbard	36 612
	Islandia	11 260
	Escandinavia	3 174
	Alpes	2909
	Pirineos	12
ASIA		185.211
	Ex URSS	77. 223
	China	56.481
	Pakistan, India	40.000
	Nepal	7.500
	Turquia; Iran, Afganistan	4.000
	Indonesia	7
SUDAMÉRICA		25.908
	Patagonia	21.200
	Argentina al norte 47.5° S	1.385
	Chili al norte 46° S	743
	Bolivia	566
	Perú	1.780
	Ecuador	120
	Colombia	111
	Venezuela	3
ISLAS EN MARES AUSTRALES		7.860
AFRICA		10
TOTAL		15.861.766

Tabla 4.1 Distribución de los glaciares en la Tierra [1,2].

Los glaciares que hoy cubren las áreas polares y las zonas altas de las grandes cadenas montañosas son los restos de la gran cobertura de hielo que se extendió sobre una buena parte de las latitudes altas del planeta durante las últimas glaciaciones acaecidas en el cuaternario. Es posible dividir a estas superficies, en un sentido amplio, en tres grandes clases: mantos de hielo de los casquetes subpolares, la capa de hielo continental y los glaciares de montaña.



Los mantos de hielo de la Antártida y de Groenlandia cubren más de 15 millones de kilómetros cuadrados de superficie con un espesor que, en sus puntos máximos, alcanza los 4.300 metros en la Antártida y los 2.700 metros en Groenlandia. Estos mantos de hielo son los glaciares más grandes de la Tierra. En el Ártico canadiense, en las sierras costeras de América del Norte, en los archipiélagos Svalbard, Tierra de Francisco José, Novaya Zemlya, Severnaya Zemlya y en la Península Antártica se encuentran los casquetes subpolares y pequeñas capas de hielo que poseen un volumen cuyo descongelamiento supondría una elevación del nivel del mar de aproximadamente 0,5 m.

Los glaciares de montaña son muy diversos y se dividen en tres grandes grupos: los glaciares de altas cimas, los glaciares de pendiente y los glaciares de valle. En general, todos los glaciares ubicados fuera de las regiones polares pertenecen a esta clase que representa algo menos del 3% de la cubierta de hielo de la Tierra estando más del 70% de esa extensión en el sector Ártico.

IV.2. Características del manto de hielo antártico

El hielo es un material que se deforma plásticamente, a causa de la gravedad, en función de las componentes de su propio peso y en la dirección de la pendiente del lecho sobre el que se asienta. Al igual que otros materiales la deformación es inducida por el esfuerzo de cizalla diferencial que aparece en la base como consecuencia de la inclinación del hielo respecto de su lecho. El deslizamiento sobre la base y los lados se produce primariamente a causa de la presencia de agua en la interfase hielo-sustrato [3] y la deformación del sedimento subglacial ocurre cuando una capa de sedimentos, generalmente saturada en agua, se encuentra en la base del glaciar [4]. En ocasiones este mecanismo puede llegar a proveer la principal componente de velocidad superficial del glaciar, como en el caso de algunas corrientes de hielo antárticas, donde la deformación del sedimento subglacial es responsable del 80-90% de la velocidad del hielo [5].

Un *manto o sabana de hielo* es un glaciar o conjunto de ellos que, en forma continua, cubre más de 50000 km² de superficie continental y cuyo espesor es tal que el flujo del hielo es en gran medida independiente de la topografía subglacial [6]. Existen dos mantos de hielo en nuestro planeta: el de Groenlandia en el flanco atlántico del Ártico y el antártico, que es la cubierta glaciaria de ese continente. A pesar de su lejanía y aparente aislamiento, el Manto de Hielo Antártico constituye un elemento clave del sistema climático y un valioso recurso hídrico.

En efecto, además de ser la mayor extensión de hielo del planeta, conteniendo aproximadamente el 90% del hielo y el 80% del agua dulce del mismo, al estar centrado en la región polar austral cumple un papel fundamental como sumidero de energía del hemisferio sur y como regulador climático de primer orden a escala planetaria [7]. Estrictamente, el Manto de Hielo Antártico es un conjunto de glaciares que interactúa con la atmósfera y los océanos y que posee una dinámica interna compleja que ha comenzado a sufrir los efectos del calentamiento regional ocurrido durante la segunda mitad del Siglo XX [8]. La Figura 4.1 [9] muestra una composición de imágenes del satélite canadiense RADARSAT durante la misión RAMP (RADARSAT Antarctic Mapping Project; Proyecto RADARSAT [10].

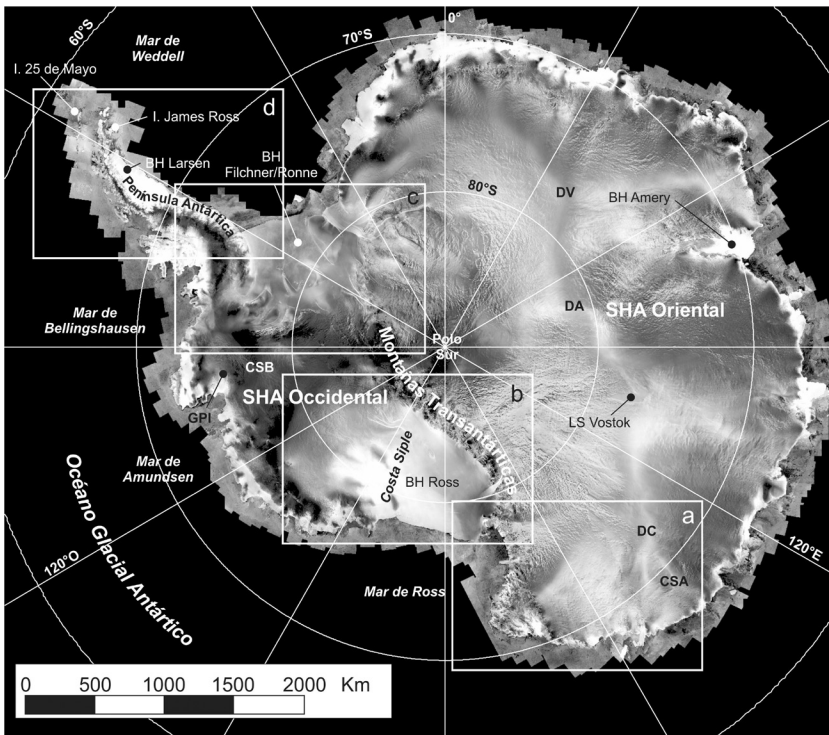


Figura 4.1. Mosaico del continente Antártico construido con imágenes radar obtenidas en Septiembre-October de 1997. Proyección estereográfica polar, paralelo estándar 71°S. Las abreviaturas indican: CSA: Cuenca Subglacial Astrolabe; CSB: Cuenca Subglacial Bentley; DA: Domo Argus; DC: Domo C; DV: Domo Valkyrie; GPI: Glaciar Pine Island; Las abreviaturas BH y LS indican: barrera de hielo y lago subglacial.

El Continente Antártico está localizado al sur de la célula polar austral del modelo de circulación atmosférica global de tres células, representando un centro hemisférico de alta presión. Al sur del Círculo Polar Antártico (66.5°S) y debido a la aceleración de Coriolis, el aire frío que se mueve hacia afuera del continente da lugar a fuertes vientos superficiales del Este y el Sudeste, llamados vientos catabáticos [11]. Al norte del Círculo Polar Antártico, la circulación de los vientos superficiales es de Oeste a Este, correspondiendo al cinturón ciclónico austral que abarca las altas latitudes medias [12] El aire frío y seco que fluye hacia fuera del continente es reemplazado por aire más cálido y húmedo procedente del Océano Glacial Antártico que, al penetrar en el Manto de Hielo Antártico, produce las precipitaciones de nieve que constituyen el principal mecanismo de acumulación [7,11].

En general, el clima antártico se caracteriza por bajas temperaturas y baja precipitación. Las temperaturas medias anuales en el interior del Manto de Hielo Antártico alcanzan los -57 °C y la precipitación es del orden de 25 mm anuales. En el interior del Manto de Hielo Antártico las temperaturas permanecen negativas en grados Celsius durante todo el año, mientras que en las zonas costeras las temperaturas son más altas y la precipitación es mayor. En la Península Antártica, las medias de verano alcanzan normalmente temperaturas de alrededor de 0 °C y positivas y las precipitaciones son al menos de un orden de magnitud mayor a las que se verifican en el interior.

Según la compilación más reciente [13], el Manto de Hielo Antártico posee una superficie de $13,62 \times 10^6$ km² y un volumen de hielo de $25,4 \times 10^6$ km³, equivalente a una diferencia de 57 metros con respecto al nivel actual del mar. Su altura promedio es de aproximadamente 1950 msnm, con una elevación máxima de 4030 msnm en el Domo Argus y el espesor de hielo promedio es de 1856 m, con un máximo medido de 4776 m en la Cuenca Subglacial Astrolabe. La Tabla 4.2 [9] resume los parámetros más significativos.

Manto de Hielo Antártica	Valor	Unidades
Área total	13.622×10^6	km ²
Área fondeada	12.126×10^6	km ²
Área de las barreras de hielo	1.496×10^6	km ²
Volumen total	25.4×10^6	km ³
Volumen fondeado	24.7×10^6	km ³
Volumen de las barreras de hielo	0.7×10^6	km ³
Nivel del mar equivalente	57	m

Espesor promedio	1856	m
MH Antártico Oriental		
Área	10.187×10^6	km ²
Volumen	21.8×10^6	km ³
Nivel del mar equivalente	52	m
Espesor promedio	2146	m
MH Antártico Occidental **		
Área	3.435×10^6	km ²
Volumen	3.6×10^6	km ³
Nivel del mar equivalente	5	m
Espesor promedio	1048	m

Tabla 4.2 Resumen de las características físicas del Manto de Hielo Antártico.

La Figura 4.2 muestra la topografía subglacial del Manto de Hielo Antártico. En base a las características topográficas y glaciológicas se distinguen dos sectores en el Manto de Hielo Antártico, el Oriental y el Occidental, delimitados por las Montañas Transantárticas. La diferencia fundamental entre ambos es que el Manto de Hielo Antártico Oriental está apoyado en roca que se encuentra por encima del nivel del mar, mientras que el Manto de Hielo Antártico Occidental está mayormente apoyado en lecho marino, alcanzando los 2555 m bajo el nivel del mar en su punto extremo. Debido a esto se suele hacer referencia al Manto de Hielo Antártico Occidental como un manto de hielo marino y al Manto de Hielo Antártico Oriental como un manto de hielo terrestre. Otra diferencia importante es que el Manto de Hielo Antártico Oriental es más elevado que el Manto de Hielo Antártico Occidental y a causa de ello es más frío y recibe menos acumulación en superficie. El Manto de Hielo Antártico Oriental termina mayormente en forma de acantilados de hielo fondeados sobre la plataforma continental. El Manto de Hielo Antártico Occidental está mayormente delimitado por barreras de hielo flotantes, en particular las dos mayores: la Barrera de Hielo Ross (490.000 km²) y la Filchner/Ronne (449.000 km²). Por último, cabe mencionar que el Manto de Hielo Antártico Oriental se alimenta exclusivamente de nieve que se acumula sobre su superficie mientras que el Manto de Hielo Antártico Occidental recibe también hielo proveniente del Manto de Hielo Antártico Oriental que fluye a través de las Montañas Transantárticas.

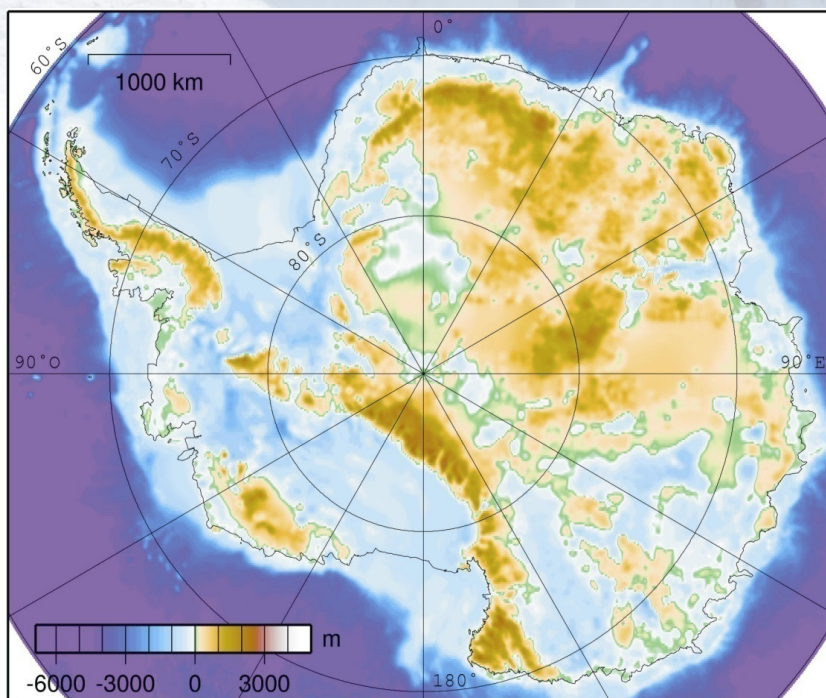


Figura 4.2. Topografía subglacial Antártica elipsoide WGS84. Proyección estereográfica polar.

La Península Antártica es frecuentemente considerada un elemento aparte, sin demasiada conexión con el Manto de Hielo Antártico Occidental. Se trata de un manto de hielo de unos 520.000 km² de superficie, que se extiende unos 1.400 km a lo largo del meridiano 64°O, entre los paralelos 63°S y 75°S, cubriendo la extensión en el continente antártico de la Cordillera de los Andes. Debido a su posición relativamente septentrional, las temperaturas son marcadamente más altas que en el resto de la Antártida

IV.2.1 Morfología

El Manto de Hielo Antártico es un glaciar complejo que es, en esencia, un conjunto interconectado de calotas, domos de hielo, corrientes de hielo, glaciares de descarga y barreras de hielo.

Una masa de hielo, de características similares a un manto de hielo, pero con una superficie menor que 50.000 km² recibe el nombre de *calota de hielo*. Un domo de hielo, como el que se muestra en la Figura 4.3, es una elevación en forma de cúpula dentro de una sabana o calota de hielo formado por acumulación local de nieve. Estos poseen normalmente cima plana, simetría radial o por lo menos respecto de un eje y pendientes que se incrementan hacia los lados. Eventualmente dos domos pueden estar unidos por una cresta de hielo.



Figura 4.3. Domo Isla James Ross, Antártida.

Al estar elevados respecto del resto de la masa glaciar, los domos y crestas son centros de dispersión de hielo dentro de las sabanas y calotas. Se denomina *divisoria de hielo* a la línea que separa dos direcciones opuestas o divergentes de flujo de hielo. El hielo que fluye fuera de los domos y crestas de hielo es encauzado abajo en corrientes de hielo y glaciares descarga. Éstos concentran el flujo glaciar y evacuan masa del manto o calota de hielo hacia el mar o hacia las barreras de hielo. Un glaciar de descarga (Figura 4.4) es una banda de hielo que fluye dentro de una depresión o valle bien delimitado y que está flanqueada por márgenes rocosos a ambos lados.



Figura 4.4. Glaciar de Descarga, Isla Dundee, Antártida.

Una *corriente de hielo* (Figura 4.5) es una banda angosta dentro de una sabana de hielo que fluye a una velocidad marcadamente superior y no necesariamente en la misma dirección que el hielo circundante [14].

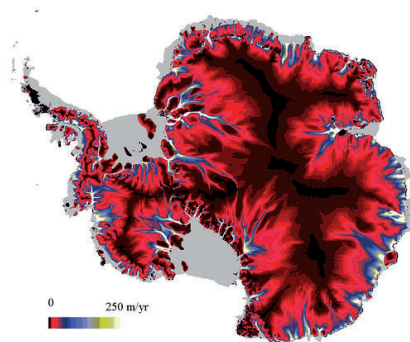


Figura 4.5. Corrientes de Hielo en Antártida (Bamber J.L., Vaughan D.G., Joughin I. 2000. “Widespread complex flow in the interior of the Antarctic Ice Sheet”. Science 287 (5456): 1248-1250)

Una *barrera de hielo* es la porción flotante de un manto de hielo, que está unida al continente o al manto de hielo [15]. La zona de unión entre el manto de hielo y la barrera de hielo se denomina *línea de apoyo*. La línea de apoyo está definida como la línea donde un manto de hielo que entra en el mar comienza a flotar hidrostáticamente. En la práctica la definición es más compleja y, en lugar de una línea, se trata más bien de una zona de *flexura mareal*, o *zona de bisagra*, que puede tener entre unos kilómetros de ancho.

Las barreras de hielo se forman en golfos o bahías al reparo de la acción mareal y donde el balance de esfuerzos local permite su existencia [15]. Las barreras de hielo suelen presentar amplias superficies subhorizontales y tienen entre 100 y 600 m de espesor [9]. En general suelen estar libres de grietas excepto donde limitan con hielo, que se mueve a una velocidad diferente, en los márgenes rocosos, en las zonas de apoyo y cerca del frente. Las fracturas más notables son aquellas que cortan todo el espesor de la barrera. Éstas se hallan comúnmente, pero no exclusivamente, cerca del frente y reciben el nombre de *rifts* (Figura 4.6)



Figura 4.6. Rift y Barrera de Hielo Larsen C, Antártida.

Las barreras de hielo suelen mostrar suaves rasgos lineales en superficie, aproximadamente alineados en la dirección del flujo y denominados *bandas de hielo*. Una barrera que se adelgaza se acerca sistemáticamente a un límite de resistencia mecánica por encima del cual se fractura y desintegra. Es por ello que las barreras de hielo son únicamente estables en las regiones donde domina la acumulación y no pueden existir por encima de determinado límite climático [16], cuya ubicación se considera actualmente cercana a la isoterma anual de $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ [17].

IV.2.2 Distribución de masa y equilibrio

Determinar el balance de masa del Manto de Hielo Antártico completo ha sido un objetivo primario desde el inicio de la investigación glaciológica en la Antártida. Sin embargo, debido a las dificultades logísticas originadas por el enorme tamaño y el clima hostil, además de la gran variabilidad natural de los procesos de acumulación y ablación, ese objetivo no se ha logrado aún. Al respecto, la compilación más actualizada se debe a Rignot y Thomas [18] y los resultados se resumen en la Tabla 4.3.

Región/Cuenca	Área [km ²]	Acumulación [km ³ /año]	Drenaje [km ³ /año]	Balance neto [km ³ /año]
Mar de Amundsen	382600	150	222±9	-72±12
Mar de Ross	720900	111	78±1	+33±6
Mar de Weddell	558600	120	128±5	-9±8
Subtotal Occidental	1662100	381	429±10	-48±14
Mar de Weddell	1530200	84	79±4	+5±6
25°W hasta 165°E	2806100	295	301±7	-6±16
Mar de Ross	1185400	53	30±2	+23±4
Subtotal Oriental	5521700	433	411±8	+22±23

Tabla 4.3 Resumen del balance de masa parcial del Manto de Hielo Antártico.

Los resultados presentados por estos autores sugieren que gran parte del Manto de Hielo Antártico Occidental tiene un balance negativo, mientras que gran parte del Manto de Hielo Antártico Oriental se halla aproximadamente en balance. En el caso del Manto de Hielo Antártico Oriental la magnitud de los errores es muy grande comparada con los valores de balance neto y por lo tanto la magnitud y hasta el signo del balance de masa permanecen aún inciertos.

En un manto de hielo marino como el antártico las barreras de hielo adquieren una importancia capital como factores estabilizantes a través de la denominada retropresión de barrera de hielo [9]. Esta fuerza es la resistencia generada por el rozamiento de la barrera de hielo con los lados o con puntos de apoyo en la base y que está dirigida glaciario arriba [15].

Las barreras de hielo de la Península Antártica son las que estaban más próximas al límite de esa resistencia y, por ello, se advirtió que “la desintegración de las barreras de hielo de la Península Antártica será un claro signo de que un calentamiento atmosférico muy serio está ocurriendo” [19]. Cabe destacar que la remoción de las barreras de hielo no contribuye en sí al ascenso del nivel del mar porque éstas se encuentran flotando en equilibrio hidrostático y ya han desplazado su volumen equivalente en agua [9].

En el último medio siglo la Península Antártica ha sufrido un calentamiento atmosférico regional de entre 2 a 4 °C [20] y, a causa de ello, han ocurrido cambios drásticos en la criósfera peninsular [21]. Entre esos cambios se destacan el ascenso y migración al sur de la línea de nieve seca [22], el marcado retroceso de la gran mayoría de los glaciares y la catastrófica desintegración de más de 13.000 km² de barreras de hielo [17]. Estos eventos ofrecen, por primera vez, la posibilidad de comprobar la hipótesis de la inestabilidad a través de la observación de la reacción de sus glaciares tributarios. El análisis de imágenes satelitales completado posteriormente confirmó las observaciones de terreno y demostró que los antiguos tributarios no sólo estaban sufriendo descenso de la superficie sino *surges* activos. Un *surge* es el avance repentino del frente de un glaciar debido a la transferencia, a veces catastrófica, de una determinada masa de hielo desde un reservorio de hielo superior hacia una zona estancada inferior [15].

El *surge* de los antiguos tributarios a la Barrera de Hielo de Larsen llama a considerar lo que ocurriría, a una escala muchísimo mayor, si se produjera la desintegración de las barreras de hielo de Ross o de Filchner/Ronne. A la luz de la confirmación de la hipótesis de la inestabilidad resulta claro que tal evento dispararía el *surge* de las corrientes de hielo tributarias, desagotando el hielo del Manto de Hielo Antártico Occidental e incrementando el nivel del mar global. Los efectos inmediatos de tal evento se sentirían naturalmente en las zonas costeras de nuestro planeta, especialmente deltas y llanuras bajas próximas a las costas pero, a largo plazo, otros efectos secundarios afectarían también del interior de los continentes.

IV.2.3 Gradientes de temperatura y lagos subglaciales

El hielo del Manto de Hielo Antártico se encuentra casi en su totalidad por debajo del punto de fusión y extensas áreas se hallan congeladas sobre el sustrato. Sin embargo, existen marcadas excepciones donde el hielo basal alcanza la temperatura de fusión por presión. Esto ocurre debido a que el hielo es un pobre conductor térmico y el flujo geotérmico del sustrato no puede evacuarse efectivamente, por lo que el calor se acumula en la base [9]. Además, los primeros metros de hielo basal absorben la mayor parte de la deformación correspondiente al flujo plástico, disipando calor y causando un *calentamiento por deformación*. En estas condiciones, el hielo basal puede alcanzar el punto de fusión por presión y, dependiendo de las condiciones dinámicas y la topografía subglacial local, puede ocurrir que el agua de fusión basal producida de esta forma se acumule en reservorios denominados lagos subglaciales.

Actualmente hay unos 77 lagos subglaciales identificados, de los que el mayor y más conocido es el lago subglacial Vostok, en las cercanías de la estación científica rusa homónima que tiene unos 230 km de longitud, 50 km de ancho y una superficie de 14.300 km².

IV.3. Groenlandia

Groenlandia, situada entre el Atlántico Norte y el océano Glacial Ártico, se extiende en su mayor parte al norte del círculo polar ártico y está separada del archipiélago ártico canadiense, al oeste, por el estrecho de Davis y la bahía de Baffin, y de Islandia, al este, por el estrecho de Dinamarca. Es la mayor isla del mundo, con una longitud máxima desde su punto más septentrional, el cabo Morris Jesup, hasta el cabo Farvel, en el extremo sur, de unos 2.655 km. La distancia máxima de este a oeste es de unos 1.290 km. La longitud de la costa de Groenlandia, muy accidentada por numerosos fiordos, se estima en unos 5.800 km. La superficie total es de unos 2.175.600 km², de los cuales alrededor del 80% corresponde a un manto de hielo o glaciar o *inlandsis* (Figura 4.7).

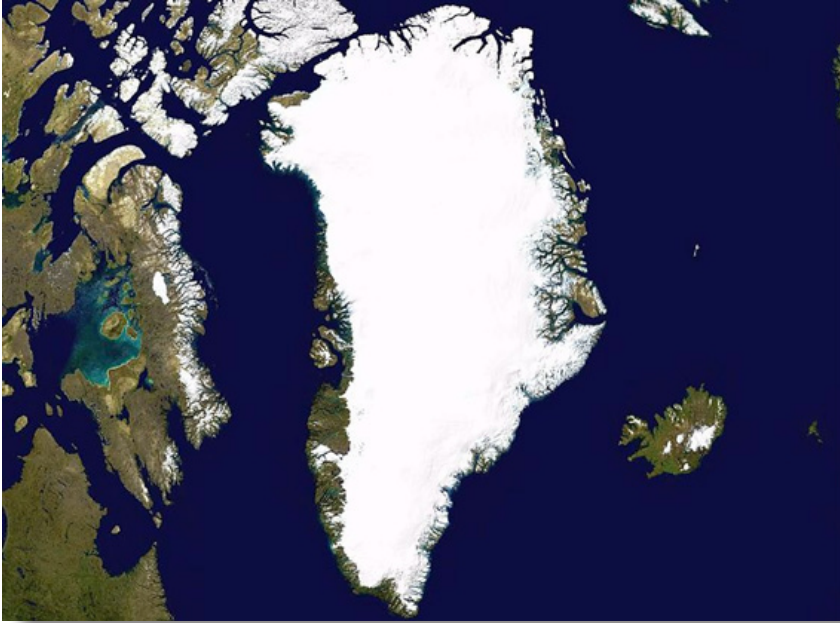


Figura 4.7. Manto de hielo en Groenlandia [23].

El centro de Groenlandia está formado por una meseta interior cubierta de hielo y rodeada por un reborde montañoso, generalmente sin hielo (Figura 4.8). La roca sólo aflora cerca de la costa, donde el glaciar se fragmenta en lenguas de hielo que recuerdan a los glaciares de valle (Figura 4.9). Desde el lugar donde estas lenguas alcanzan el mar, se despedazan segmentos grandes de hielo durante el verano y forman icebergs.



Figura 4.8. El centro del manto de Groenlandia [24].



Figura 4.9. Glaciares de valle, Groenlandia Oriental [25].

Las condiciones de glaciación actual en Groenlandia son las siguientes:

- El clima es polar con temperaturas medias anuales de -15°C en el Sur y menores a -25°C en el Norte de la isla.
- Las precipitaciones son sólidas y alcanzan los 1.000 mm anuales en el Sur, 600 mm en el sector central, disminuyendo en el norte hasta 100 mm.
- La altura de la línea de nieve es 1.200 m en el Norte y 1.800 m en el Sur.
- El 80% de la superficie de isla (1.726.400 km²) es manto de hielo. El punto más alto del mismo es 3.300 m.
- Existen otros tipos de glaciares como calotas de hielo, glaciares de descarga y glaciares de montaña que ocupan 76.200 km².
- En la parte sur y sureste los glaciares se encuentran en retroceso en tanto que en la parte central y norte de la sabana el balance es positivo.
- El saldo neto entre lo acumulado en el interior y lo perdido en los márgenes se estima que ha sido de unos 54 cm de incremento del hielo durante el período 1992-2003 [25].

La Figura 4.10 [26] muestra el cambio de nivel de los glaciares de Groenlandia en los últimos 15 años. Como se ve en ese mapa estos cambios no son uniformes, predominando el aumento del nivel en el interior de la isla y un descenso en la periferia en la zona costera occidental u oriental. Es interesante notar que los cambios máximos de nivel varían coincidentemente desde 60 cm de aumento en la zona central hasta 60 cm de descenso en la periferia.

La interpretación de estos datos sugiere que la acumulación que se realiza en el interior no se debe a un aumento de precipitaciones sólidas sino a la formación de escarcha debido a la baja temperatura de la parte alta del manto de hielo, con una temperatura promedio en algunos puntos inferior a los $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ y temperaturas máximas muy inferiores a los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. A su vez, esta acumulación estimula el desplazamiento del glaciar hacia la periferia y, en consecuencia, promueve un aumento del derretimiento del hielo en la zona costera.

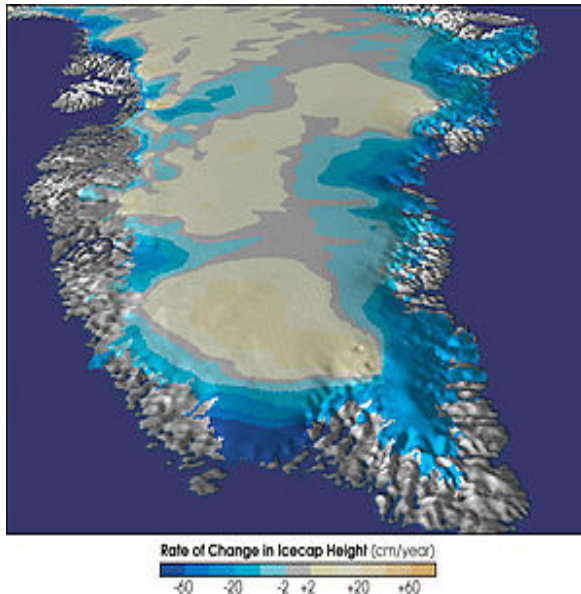


Figura 4.10. Velocidad del cambio de nivel de hielo en cm/año.

IV.4. América del Norte

La Figura 4.11 muestra la ubicación de las dos regiones importantes de glaciación presentes en América del Norte: el sector correspondiente al noroeste de Canadá y Alaska y la región que comprende al archipiélago ártico canadiense y la península de Labrador. En estas dos regiones se encuentran distintos tipos de glaciares: en calotas de hielo, glaciares de descarga, glaciares de valle y de piedemonte.

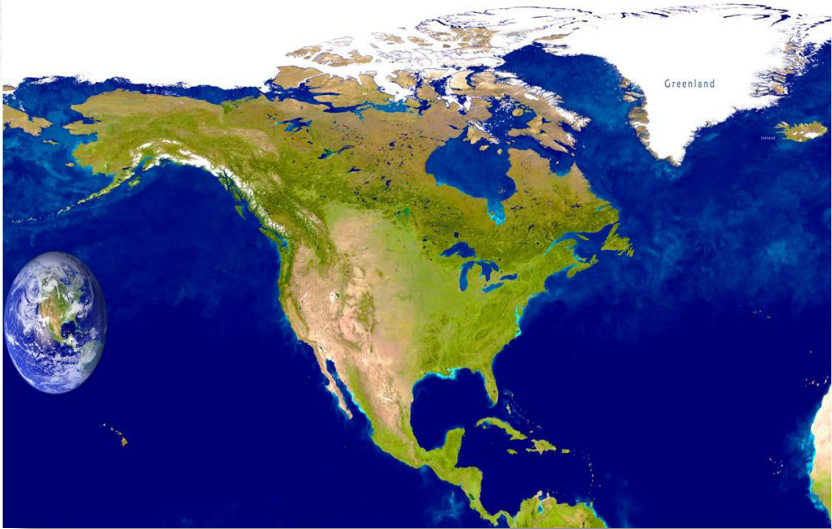


Figura 4.11. Ubicación de grande glaciaciones en América del Norte.

La segunda de estas regiones involucra un área importante y en ella las condiciones de glaciación actual se pueden resumir como sigue:

- El clima es polar árido con temperatura media anual entre -9°C y -20°C .
- La cantidad de precipitaciones es de 200 – 300 mm en el sur y cerca de 70 – 80 mm en el norte.
- La línea de nieve pasa por los 900 msnm en el sur y entre 1.100 – 1.300 msnm en el norte.
- El área cubierta de glaciares es de 149.990 km².
- Entre los glaciares dominan las calotas de hielo, glaciares de descarga, glaciares de montaña y varios glaciares de pulsación.
- En el siglo XX los glaciares retrocedieron en el sector sur, pero en los sectores central y norte son estables.

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

- El aumento de la temperatura en el sur del Ártico canadiense aceleró el proceso de destrucción de los glaciares. Las observaciones de los satélites GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) de la NASA indican que desde 2004 hasta 2011 los glaciares de la región perdieron aproximadamente 580 GToneladas de hielo.

Los ejemplos de retroceso de glaciares de Canadá se pueden ver en los datos obtenidos de las observaciones de los glaciares Athabasca y Crowfoot en la zona occidental.

El glaciar Athabasca es uno de los más importantes de los seis principales ubicados en el Campo de Hielo Columbia, situado en las Montañas Rocosas canadienses en provincia Alberta (Figura 4.12).



Figura 4.12. Vista frontal de valle y del glaciar Athabasca, Alberta, Canadá [27].

El glaciar retrocede en la actualidad a un ritmo de 3,2 metros por año y en los últimos 125 años ha retrocedido más de 1,5 kilómetros y perdido más de la mitad de su volumen. Se dispone a lo largo de unos 6 km de largo, cubre una superficie de 6 km², y su espesor alcanza entre 90 - 300 metros. El glaciar se mueve hacia abajo en dirección de la pendiente desde el campo de hielo a una velocidad de varios centímetros por día.

El glaciar Crowfoot (*Crowfoot Glacier*) es un glaciar ubicado en la cordillera Waputik, en el Parque Nacional Banff, que se encuentra en el oeste de la provincia de Alberta, Canadá (Figura 4.13). El glaciar está situado al este de la divisoria continental y a unos 32 km del lago Louise. Junto al glaciar y en sentido norte se encuentra el lago Bow. El glaciar Crowfoot ha retrocedido mucho desde el final de la Pequeña Edad de Hielo, de manera que ya no se parece al glaciar que los exploradores nombraron originalmente. En un principio formaba parte del campo de hielo Wapta, al cual ya no está conectado; y en los años ochenta se pensó que era parte de otro campo de hielo más pequeño, de unos 5 km² [28].



Figura 4.13. Glaciar Crowfoot [29].

En Alaska la cordillera de las Aleutianas contiene varios glaciares. En total, la península posee unos 10.000 glaciares, pero sólo 616 de ellos tiene su propio nombre. La superficie total alcanza cerca de 52.000 km² y se encuentran allí distintas formas de glaciares: campos de hielo, glaciares de valle, de piedemonte, de circo y de pendiente. La línea de nieve pasa por los 300 msnm en el norte y los 1.500 msnm en las montañas costeras.

El Glaciar Hubbard está situado en el este de Alaska y cubre parte de Yukon, en Canadá y es uno de los mayores de la región. Perteneció al tipo de valle y tiene una estructura arborescente que se extiende desde el Monte Logan a Yakutat y Bahía Desencanto a más de 122 kilómetros de distancia. El ancho del Glaciar Hubbard es de 15 – 32 km (fig. 11) y desde 1986 llega periódicamente al mar cerrando la entrada del fiordo Russell (Figura 4.14).

En la zona de descarga al mar se conecta con otro glaciar, el Valerie, lo que aumenta de manera significativa el volumen interno. Es un glaciar con un fuerte incremento en la velocidad (hasta 300 metros por día) y en verano se observan periódicamente, lejos del glaciar, grandes icebergs del tamaño de un edificio de varios pisos. La pulsación es una de las etapas de avance que se produce en rápidas oscilaciones periódicas de los glaciares en su mayoría de montaña y es un fenómeno frecuente en este tipo de glaciares.

En la Figura 4.15 se muestra una imagen tomada en el glaciar Hubbard en ocasión de una de las interrupciones del ingreso al fiordo como consecuencia de la formación de una represa de hielo. Este fenómeno se presenta en muchas áreas de la glaciación moderna modificando la topografía y la superficie de la tierra en zona de influencia del glaciar.

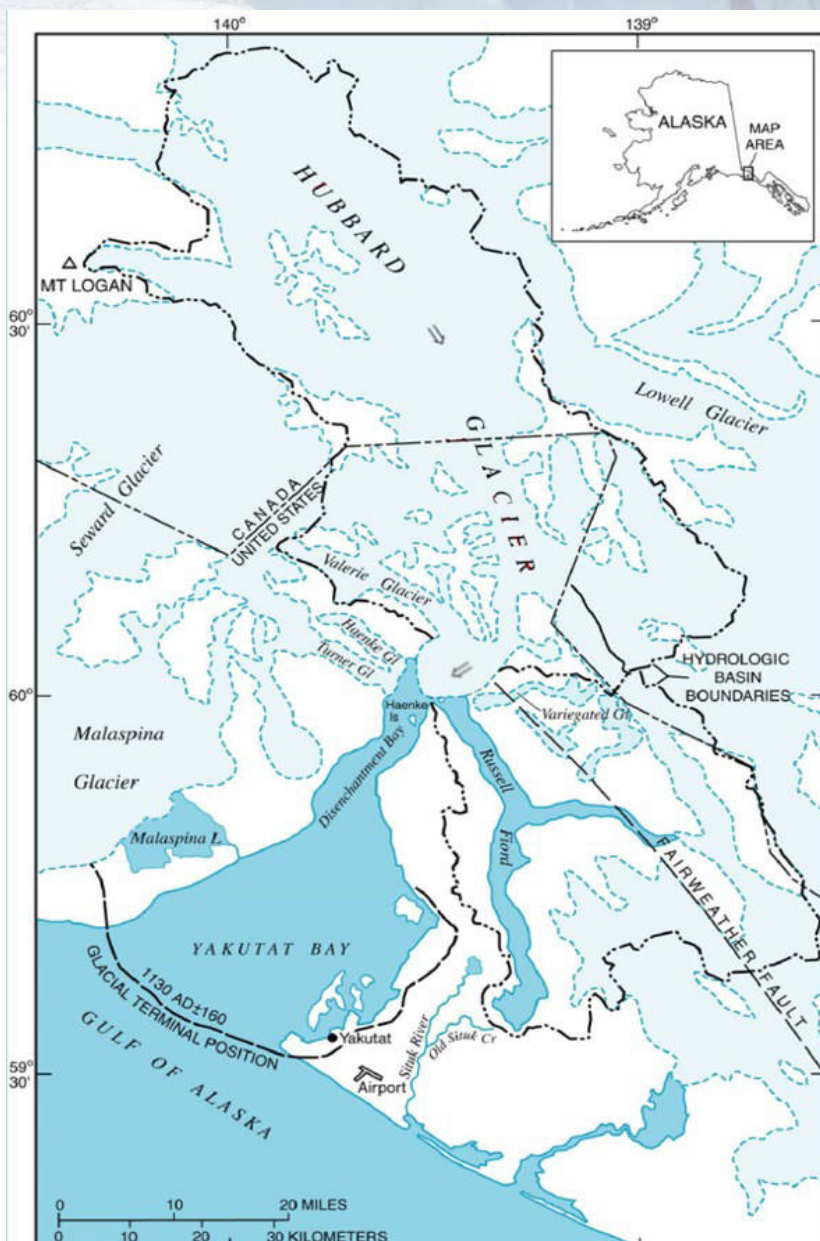


Figura 4.14. Ubicación del Glaciar Hubbard [30].

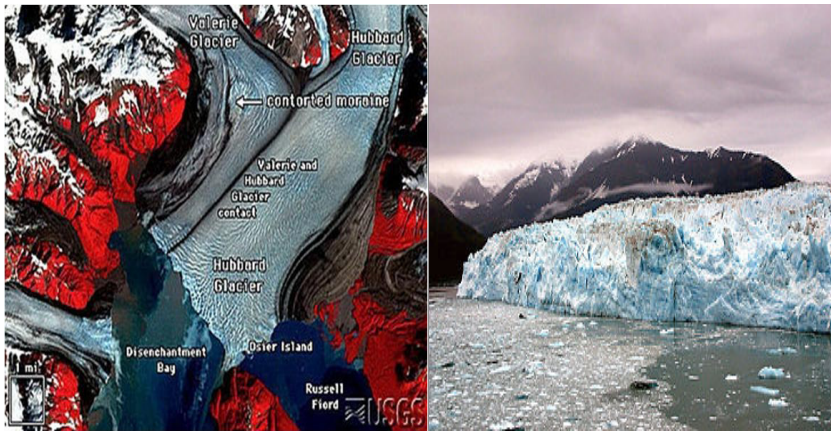


Figura 4.15. Glaciar Hubbard con formación de represa en bahía Russel en 2002 [31].

En la misma zona, el Glaciar Malaspina, con 65 km de ancho, 45 km de longitud y una superficie de aproximadamente 3.900 km², es el glaciar de piedemonte más grande de América del Norte. Unido a varios glaciares de valle, principalmente al glaciar Seward y al glaciar Agassiz, descienden desde los montes San Elías hacia la llanura costera que bordea el golfo de Alaska, entre la bahía Icy y la bahía Yakutat. La particular textura que se observa en la lengua del glaciar está dada por la presencia de morrenas, formadas como consecuencia de la erosión y el arrastre de rocas a lo largo de la pendiente del glaciar, empujado por los rápidos movimientos de los glaciares de valle (Figura 4.16).

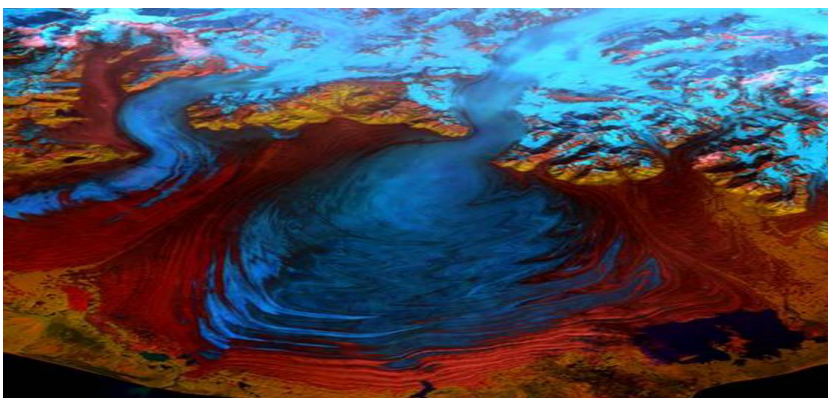


Figura 4.16. Imagen satelital del glaciar Malaspina (<https://2mp.conae.gov.ar>).

El espesor del glaciar Malaspina alcanza los 600 m en algunos lugares, con un fondo estimado en 300 m bajo el nivel del mar. Está rodeado por dos lagos a sus márgenes, el lago Oily al pie de las colinas Samovar, entre los glaciares Agassiz y Seward, y el lago Malaspina, en la margen sudeste, cerca de bahía Yakutat. Los estudios de radar y aerofotogramétricos anteriores a 1972 muestran que el sistema Malaspina-Seward perdió cerca de 20 m de espesor entre 1980 y 2000. Debido a que el glaciar es largo, esta pérdida fue suficiente para contribuir con 0,5% del aumento del nivel del mar durante siglo XX.

Por último, en esta región, se debe mencionar el Campo de Hielo Bagley que está en el sureste de Alaska. Sus dimensiones son 200 km de largo, 10 km de ancho, y hasta 1 km de espesor cubriendo la mayor parte del núcleo de las montañas de San Elías y parte de la Cordillera de Chugach. Mantiene decenas de glaciares de valle que drenan a ambos lados de la cordillera, entre ellos el Tana, Miles, y los glaciares Guyot. El área del campo de hielo combinado Bagley y el Sistema de Bering Glacier y sus afluentes, es 5.200 km². En la Figura 4.17 se tiene una vista general de este campo de hielo

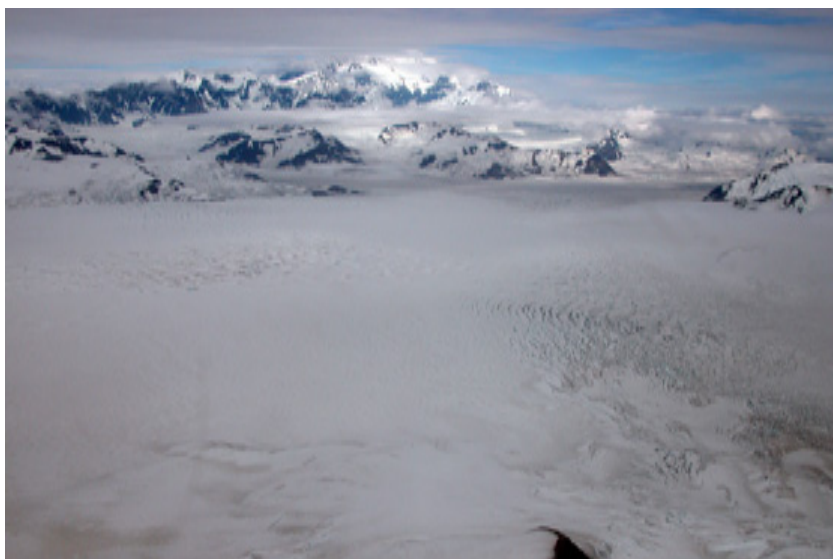


Figura 4.17. Campo de Hielo Bagley [33].

IV.5. Islas del océano ártico

Las islas árticas ocupan un amplio sector al norte de la costa continental euroasiática entre las longitudes 9° E (isla Yan Mayen) y 180° O (isla Wrangel). Las condiciones climáticas del sector son muy variables. En la parte oeste predomina un clima polar marítimo en tanto que en el centro y el este el clima es polar semiárido. La línea de equilibrio cambia de aproximadamente 200 – 500 msnm en Noroeste (Spitzbergen o Svalbard) a 1.000-1.500 msnm en el noreste (Tierra del Norte).

La superficie común de englaciamiento ocupa 91.130 km². Actualmente la mayoría de los glaciares de la zona retroceden.

Los glaciares más grandes se encuentran en las siguientes islas:

- Archipiélago Svalbard (calotas, glaciares descarga y glaciares de montaña – 34.854 km²).
- Nueva Zemlya (calota de hielo de Nueva Zemlya con glaciares de valle y de descarga – 20.350 km²).
- Tierra de Francisco José (calotas y glaciares descarga – 13.746 km²).
- Tierra del Norte (calotas de hielo en centro de las islas de archipiélago y glaciares descarga - cerca de 18.500 km²).

Svalbard:

del continente europeo, que forma parte del estado noruego. Las islas se hallan entre los 74° a 81° norte y de los 10° a los 35° este. El archipiélago ocupa una superficie de 62.050 km². Dominan tres grandes islas: Spitsbergen (39.000 km²), Nordaustlandet (14.600 km²) y Edgeøya (5.000 km²). Otras de importancia son: Barentsøya, Lågøya, Hopen, Danskøya, Kvitøya, Wilhelmøya. El 60% del área está cubierta por glaciares y extensiones nevadas (Figura 4.18).

Sin embargo, la corriente del Atlántico norte suaviza el clima ártico manteniendo las aguas limpias y navegables durante la mayor parte del año. Los tipos más importantes de glaciares en las márgenes del campo de hielo de Svalbard se muestran en las Figuras 4.19 – 4.24.



Figura 4.18. Imagen satelital del Archipiélago Svalbard [34].



Figura 4.19. Glaciar Dahlfonna. Es un glaciar del valle con tres glaciares superiores unidos en una lengua (foto Ivan Lavrentiev).

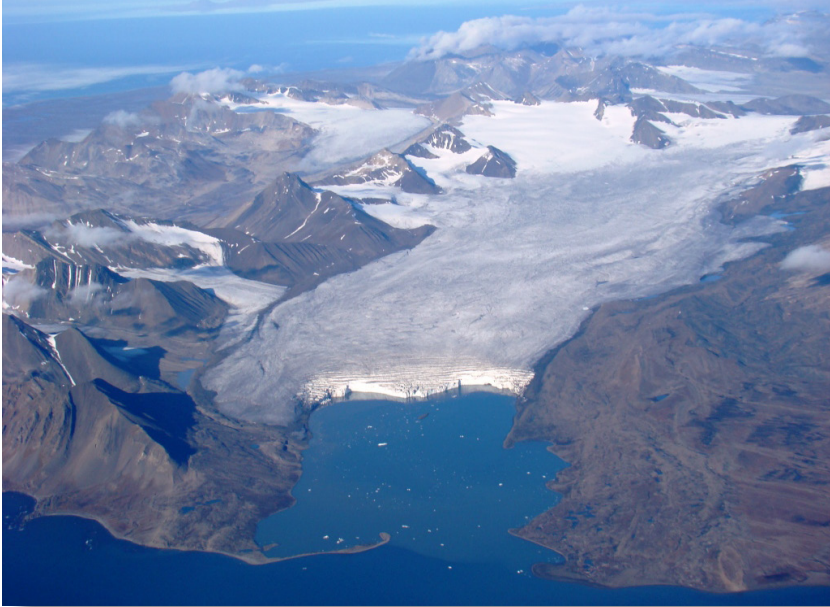


Figura 4.20. El glaciar de valle Endmabreen (a la izquierda en alto) y el glaciar de descarga Fridtjovbreen con una parte flotante (foto Ivan Lavrentev).



Figura 4.21. Lengua flotante de glaciar Fridtjovbreen. La altura de la pared de hielo es de 20 – 25 metros (foto Ivan Lavrentev).

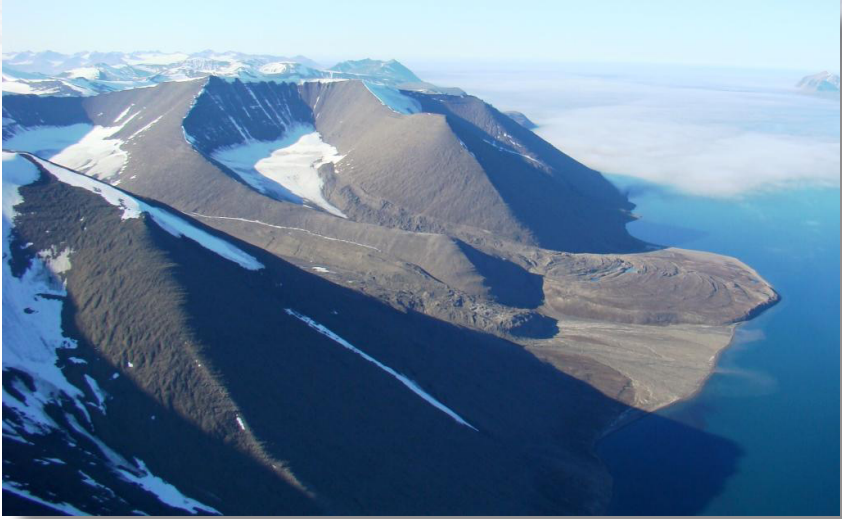


Figura 4.22. El Glaciar de circo Leinegggrbreen con su morena lateral transformada en glaciar de roca glaciogénico (foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.23. Lengua del glaciar de pulsación Nathorstbreen, al fondo de la imagen se ve otro glaciar de pulsación (foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.24. Glaciar de valle Tavlebreen unido con varios glaciares de circo (foto Ivan Lavrentiev).

Nueva Zemlya:

Nueva Zemlya (en ruso: «Tierra Nueva») es un archipiélago localizado en el sector ártico de Rusia que consta de dos grandes islas Yuzhny y Séverny separadas por el estrecho de Matochkin. Además existen allí una serie de islas menores con un área total de 90.650 km² (Figura 4.25). El archipiélago conforma la frontera más septentrional de Europa en el océano Ártico. Sobre el margen oriental constituye la frontera del mar de Barents y sobre la occidental del mar de Kara. La longitud máxima entre los puntos sur y norte de ambas islas es de casi 900 km, y se encuentran a una distancia de 470 y 1.175 km respectivamente del Círculo Polar Ártico.

La Isla Severny o isla Norte, se encuentra entre los 73° y los 77° N. Con una superficie de 48.904 km² es la cuarta isla más grande de Europa y su altura alcanza los 1.590 metros en su extremo norte. La isla está completamente cubierta de glaciares. La Isla Yuzhny o Isla Sur, se encuentra entre los 71° y los 73° N con una superficie de 33.275 km², llegando a alcanzar los 1.342 msnm. En esta isla los glaciares se encuentran en sus altitudes mayores, el resto es un área de tundra con permafrost continuo.

Las dos islas mayores son relativamente montañosas, ya que constituyen la última de las estribaciones de los montes Urales. Dependiendo de las condiciones del relieve se encuentran distintos tipos de glaciares como campos de hielo, glaciares de valle, de circo, de pendiente y de piedemonte.

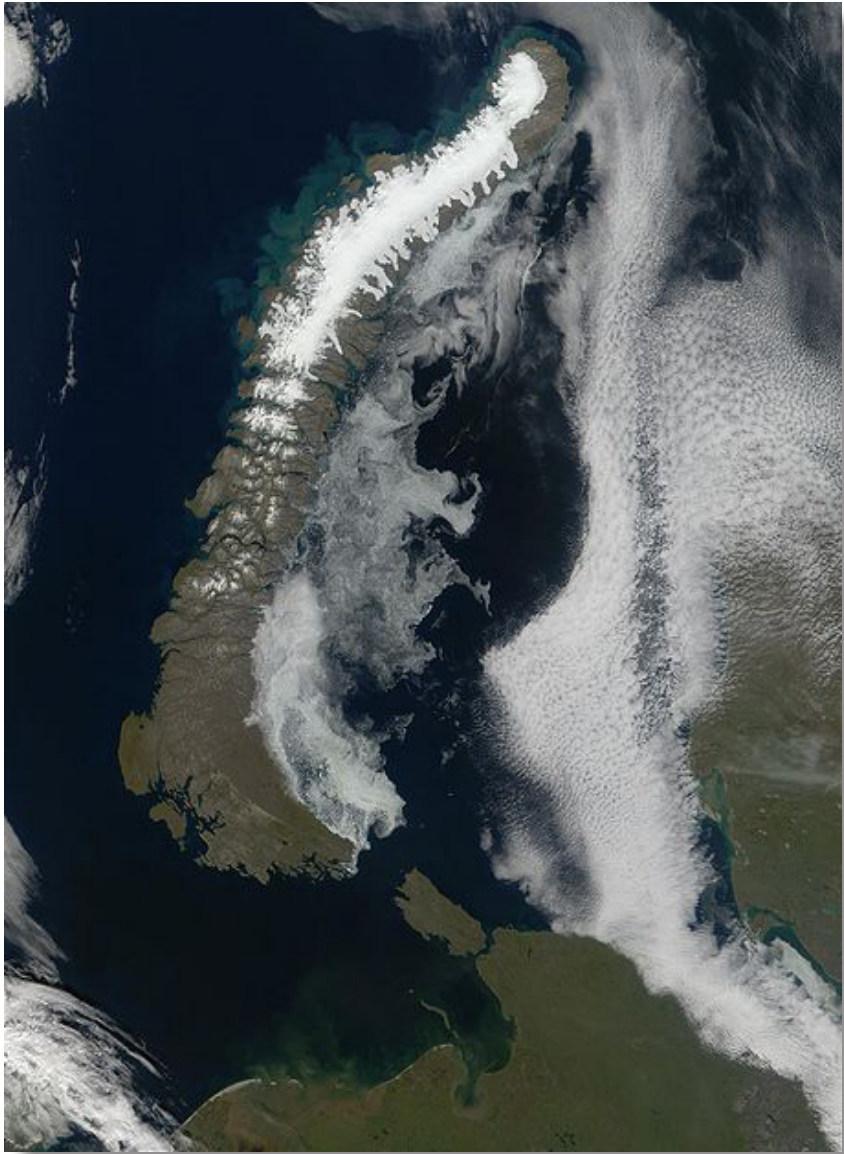


Figura 4.25. Vista satelital de archipiélago Nueva Zemlya [35].

Las Imágenes de las glaciares sobre los márgenes de la calota de hielo central de la isla Norte se muestran en las Figuras 4.26 a 4.29.



Figura 4.26. Glaciar Astronomiskiy. Es un glaciar de piedemonte con una gran morena frontal y lateral con núcleo de hielo enterrado (foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.27. Zona periglacial fría frente al glaciar Astronomicheskiy. En la planicie fluvio-glacial se observan los polígonos de criocotración térmico con cuñas de hielo singenético. En pendiente se encuentran las formas de soliflucción y bandas seleccionadas de material clástico (foto Ivan Lavreniev).



Figura 4.28. Glaciar Inosranceva. Es de tipo descarga como la mayoría de los glaciares en la costa sur y suroeste. Termina en el mar con una lengua flotante. (foto Ivan Lavreniev).



Figura 4.29. Glaciar Shokalskiy. Es un glaciar de pulsación con ritmo de 12 – 15 años. Durante la pulsación el glaciar ocupa un tercio de la Bahía Russkaiy (foto Ivan Lavreniev).

Tierra de Francisco José y Tierra del Norte:

La Tierra de Francisco José está ubicada entre las latitudes 80,0° y 81,9° N, es el grupo de islas situado más al norte de la región. El extremo más septentrional es el cabo Fligely en la isla Rudolf situado a 81°52' N. La mayor isla del archipiélago es la denominada Tierra de Jorge, que mide 115 km de punta a punta y su superficie es de 16.134 km². El punto más alto está en Zemlia Viner-Neyshtadt y alcanza los 620 msnm. La Tierra del Norte o Sévernaya Zemliá es un archipiélago bajo soberanía rusa en el océano Glacial Ártico, al noreste de Nueva Zembla ubicado al norte de la siberiana península de Taimir, entre el mar de Kara y el mar de Láptev.

Se compone de cuatro grandes islas —Revolución de Octubre, Bolchevique, Komsomolets y Pioneer— y alrededor de 70 islas más pequeñas, que comprenden una superficie total de unos 37.000 km². La ubicación geográfica y las condiciones climáticas con una temperatura media anual cercana a -12 o -14° C, con inviernos y verano fríos (la temperatura durante el año no supera los 2°C) determina una zona favorable para el desarrollo de glaciares que ocupan más del 65 – 70% del área (Figuras 4.30 y 4.31).



Figura 4.30. Imagen de satélite del archipiélago de la Tierra de Francisco José [36].



Figura 4.31. Imagen de satélite de la Tierra del Norte, en el mar de Laptev y el de Kara casi totalmente helados [36].

El 90% de los glaciares de las islas son campos de hielo en domo. En los márgenes de los campos de hielo se encuentran glaciares de descarga, glaciares de valle y pequeños glaciares de circo.

IV.6. Europa

En Europa se encuentran actualmente tres centros de glaciación: los Alpes, las Montañas de la Península Escandinava y la Cordillera de Cáucaso. La tendencia en Europa es más contrastada entre lo que ocurre en el norte y lo que ocurre en el sur y al este. Así, durante la década de los '90 los glaciares de Noruega experimentaron un significativo avance. Entre estos glaciares noruegos se encuentra el mayor de toda la Europa continental, el Jostedalbreen, con casi

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

600 km² de extensión. La razón del crecimiento parece estar relacionada con un incremento de la fuerza de la circulación atmosférica del oeste que acarrea mayores precipitaciones. En los Alpes y el Cáucaso, al mismo tiempo, se observa una tendencia de retroceso en la mayoría de sus glaciares.

Alpes:

Los glaciares de los Alpes son restos de la gran glaciación cuaternaria que están afectados por las características de la cadena montañosa alpina, por su ubicación en una zona templada del continente y por su altitud por lo que se presentan glaciares de distintos tipos. Desde el fin de la Pequeña Edad de Hielo los glaciares de los Alpes sufren un intenso y rápido retroceso. Pese a esto existe un número importante de ellos, distribuidos por toda la cordillera (Figura 4.22).



Figura 4.32. Imagen satelital de los glaciares en los Alpes [37].

Hacia fines del siglo XX se censaron en los Alpes 5.154 glaciares con una superficie de alrededor de 3.000 km². Se han localizado algunos glaciares grandes tanto en volumen como en extensión, sin embargo, otros glaciares tienen dimensiones muy reducidas. Normalmente, los glaciares se encuentran en alturas superiores a los 4.000 metros. Su morfología es bastante característica y por eso se los llama glaciares de *tipo alpino*: cuerpos de hielo con una cuenca colectora y una lengua glacial que desciende hacia el valle (Figura 4.33). En el caso de los glaciares más pequeños son de forma circular o semicircular sin lengua glacial evidente.



Figura 4.33. Glaciares alpinos, Taconnaz y Frescher [38].

Los glaciares más grandes se encuentran en los macizos del Mont Blanc, del Monte Rosa y del Gran Paradiso, en los Alpes Berneses y en el macizo del Bernina. El más extenso es el glaciar del Aletsch con lenguas glaciarias secundarias en los Alpes Berneses que forman un conjunto de 130 Km² de superficie. Su lengua principal se extiende a lo largo de 27 kilómetros. Es el glaciar más grande de los Alpes (Figura 4.34).



Figura 4.34. Glaciar Aletsch [39]

Escandinavia:

La península Escandinava está situada en el noroeste de Europa, entre el mar Báltico y el mar de Noruega. La mayor parte de su superficie está ocupada por Noruega y Suecia (Figura 4.35). Sus mayores elevaciones son el Glittertind en Noruega con 2.470 metros sobre el nivel del mar y el Galdhøpiggen, también en Noruega, con 2.469 metros. En total hay cerca de 500 glaciares que cubren una superficie total más de 5.000 km². La mayoría de ellos (80%) son campos de hielo. La línea de nieve pasa por los 300-400 msnm en el norte y noroeste, incrementándose hasta 1.800 – 2.000 msnm en el sector sur. Es mencionable el glaciar de Jostedal o Jostedalsbreen, el más extenso de la Europa continental (Figura 4.36).

El Glaciar Jostedalsbreen cubre 500 km² sobre los municipios de Luster, Balestrand, Jølster y Stryn. Su punto más alto, Brenibba, alcanza los 2.018 msnm mientras que su punto más bajo son los 350 msnm que se alcanzan en dos de los brazos del glaciar Bøyabreen y Nigardsbreen. Tiene una longitud de poco más de 60 kilómetros y en algunos puntos se acumula una capa de hielo de más de 600 m de espesor.

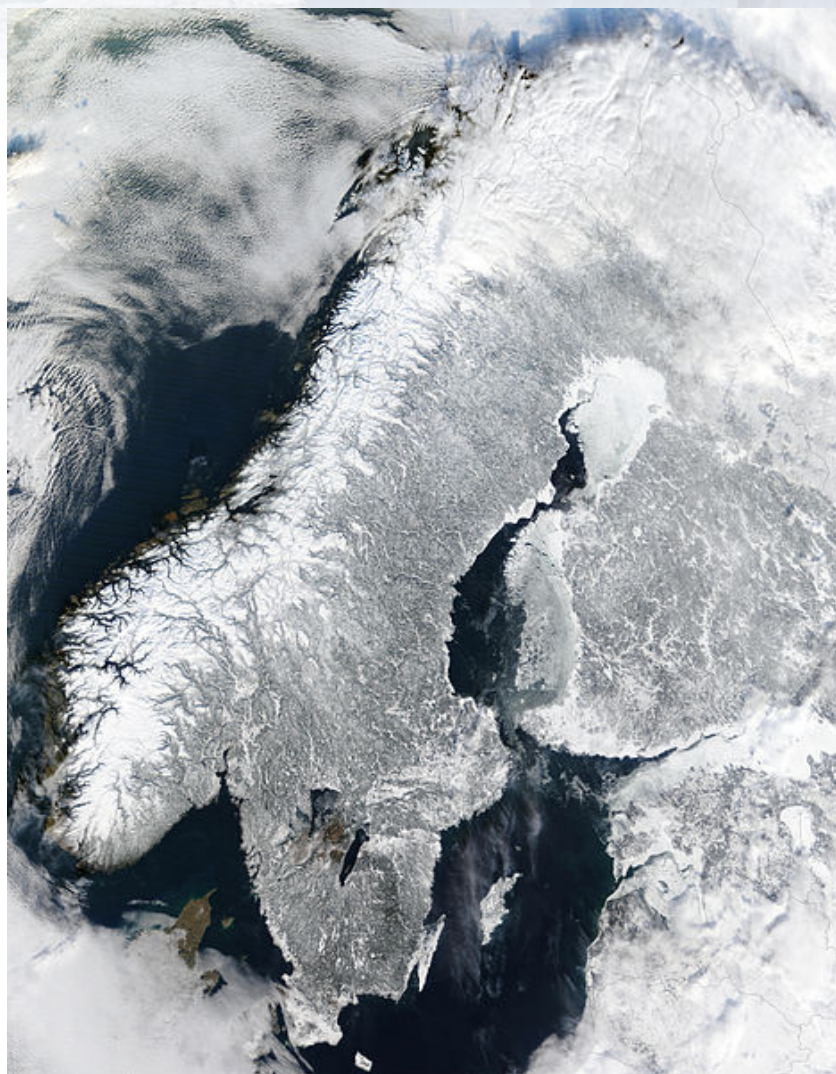


Figura 4.35. Imagen de satélite de la Península Escandinava [40].



Figura 4.36. El glaciar de Jostedalsbreen [41].

Cáucaso:

La Cordillera del Cáucaso es una cadena montañosa en Europa del Este que limita con Asia occidental (Figura 4.37). Su longitud total es de unos 1.200 km y la zona se encuentra cubierta de numerosos glaciares. El Cáucaso occidental

está dominado por la presencia de abundantes bosques, mientras que el Cáucaso oriental, situado a menor altitud, es más árido.



Figura 4.37. Imagen de satélite de la Cordillera del Cáucaso [42].

En la parte central de la cadena existen diversos macizos montañosos, relativamente extensos, de origen volcánico, cubiertos de hielo. La mayoría de los glaciares del Cáucaso son politermales con desarrollo de la zona periglacial.

El área cubierta por éstos es de aproximadamente 2.000 km² y están todos situados en la parte oeste, al borde del Mar Negro. Los glaciares más típicos son de valle y domos de hielo en las cimas altas. Las líneas de nieve permanente se hallan a 3.000 – 3.200 msnm en el sur y a 3.700 – 3.900 msnm al norte. En las Figuras 4.38 a 4.41 se muestran los tipos principales de glaciares de esta región.



Figura 4.38. Vista general del glaciar Djancuat (Foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.39. El frente de glaciar Garabashy con morena frontal con hielos enterrados (foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.40. Pendiente sur de la cima del Elbrus (foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.41. Meseta nival en la pendiente oeste del Elbrus (foto Ivan Lavreniev).

IV.7. Asia

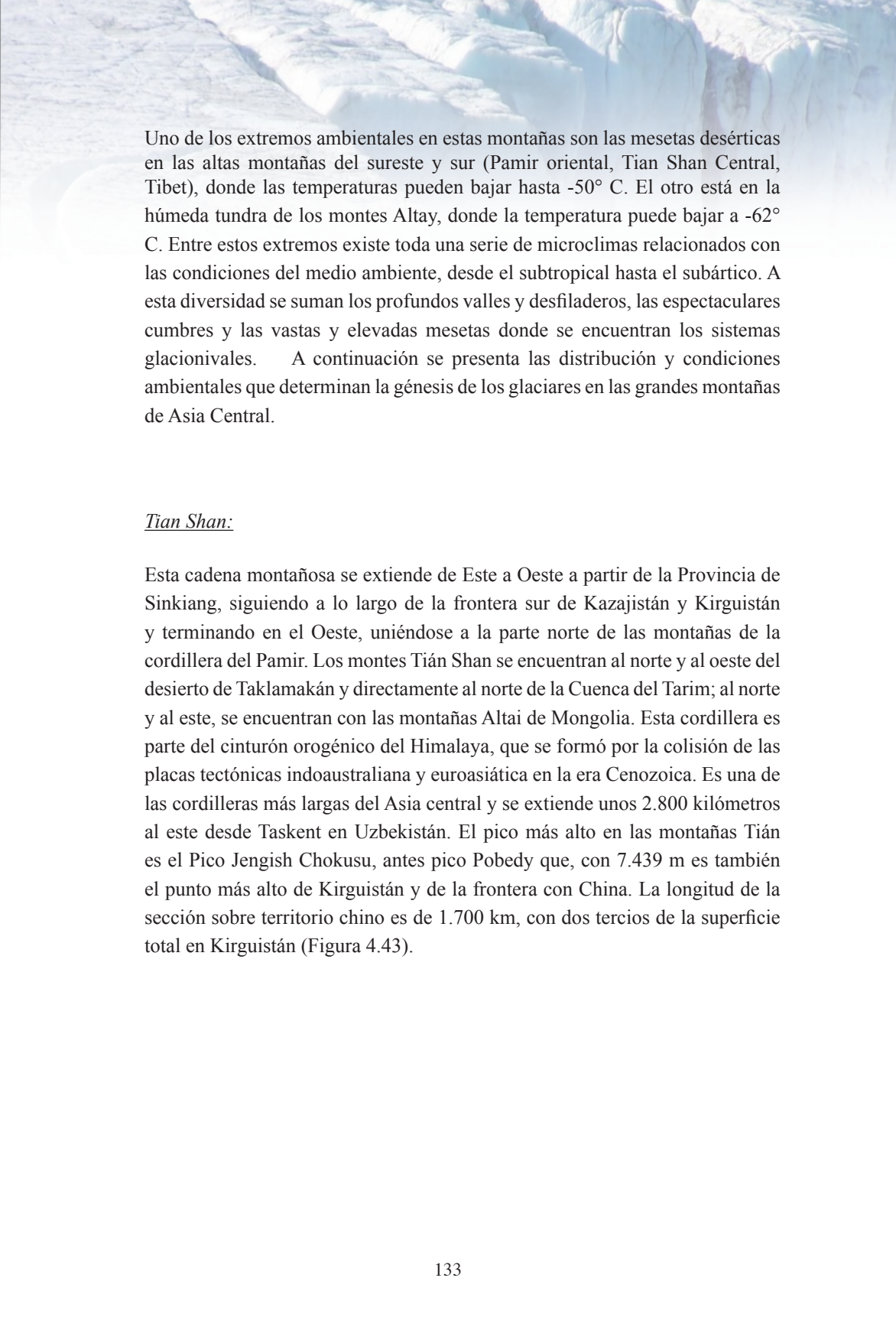
En el Continente Asiático los glaciares se desarrollan desde las cadenas montañosas de la inmensa región del norte, (el pico Buranga y la meseta de Putoran) hasta las altas montañas australes. La superficie total de los glaciares asiáticos es 185.211 km².

Las principales cordilleras del continente asiático incluyen sobre todo el vasto conjunto de sistemas montañosos del Himalaya, el Karakórum y el Hindu Kush, que ocupan el norte de la India, Nepal, sur de China y Bután. Además, en el oeste del continente, se encuentran los Montes Urales, orientados de norte a sur y, en el suroeste, la Cordillera del Cáucaso que define parte de la frontera con Europa. La orografía incluye también los Montes Tauro, en el sur de Turquía; los Montes Zagros, en Irak y suroeste de Irán; los Montes Elburz en el norte de Irán y el Macizo de Altai ubicado en el límite de cuatro países: Kazajistán, Rusia, China y Mongolia. Finalmente incluye también la cordillera de Kunlun, al oeste de China.

El 93% de los glaciares de Asia se encuentran en los países montañosos de Asia Central y el 7% restante está distribuido en la zona Ural polar, las montañas siberianas (Buranga, Putoran), los macizos de Cherckiy, Polousni y en las montañas de la India. Las cordilleras del Asia central comienzan en la meseta de Pamir, en Tayikistán y Afganistán, y se prolongan hacia el noreste a través del macizo montañoso de Altai, al sur de la Federación de Rusia (Figura 4.42).



Figura 4.42. Mapa físico de Asia Central.



Uno de los extremos ambientales en estas montañas son las mesetas desérticas en las altas montañas del sureste y sur (Pamir oriental, Tian Shan Central, Tibet), donde las temperaturas pueden bajar hasta -50° C. El otro está en la húmeda tundra de los montes Altay, donde la temperatura puede bajar a -62° C. Entre estos extremos existe toda una serie de microclimas relacionados con las condiciones del medio ambiente, desde el subtropical hasta el subártico. A esta diversidad se suman los profundos valles y desfiladeros, las espectaculares cumbres y las vastas y elevadas mesetas donde se encuentran los sistemas glacionivales. A continuación se presenta la distribución y condiciones ambientales que determinan la génesis de los glaciares en las grandes montañas de Asia Central.

Tian Shan:

Esta cadena montañosa se extiende de Este a Oeste a partir de la Provincia de Sinkiang, siguiendo a lo largo de la frontera sur de Kazajistán y Kirguistán y terminando en el Oeste, uniéndose a la parte norte de las montañas de la cordillera del Pamir. Los montes Tián Shan se encuentran al norte y al oeste del desierto de Taklamakán y directamente al norte de la Cuenca del Tarim; al norte y al este, se encuentran con las montañas Altai de Mongolia. Esta cordillera es parte del cinturón orogénico del Himalaya, que se formó por la colisión de las placas tectónicas indoaustraliana y euroasiática en la era Cenozoica. Es una de las cordilleras más largas del Asia central y se extiende unos 2.800 kilómetros al este desde Taskent en Uzbekistán. El pico más alto en las montañas Tián es el Pico Jengish Chokusu, antes pico Pobedy que, con 7.439 m es también el punto más alto de Kirguistán y de la frontera con China. La longitud de la sección sobre territorio chino es de 1.700 km, con dos tercios de la superficie total en Kirguistán (Figura 4.43).



Figura 4.43. Imagen de Satélite de Tian Shan, octubre de 1997, con el lago Issyk-Kul en Kirguistán en el extremo norte [43].

El segundo pico más alto es el Khan Tengri (Señor de los Espíritus), a ambos lados de la frontera Kazajstán-Kirguistán que, con 7.010 m, es el punto más alto de Kazajstán. La superficie de glaciares presentes es 10.175 km², en su mayoría de tipo alpino. En la parte Norte y Oeste, con abundancia de precipitaciones, se encuentran glaciares politermales.

En la zona central y Este con clima semiárido se encuentran glaciares fríos. Las Figuras 4.44 a 4.48 muestran los tipos de glaciares existentes en la cordillera de Tian Shan. Entre los principales cuerpos glaciarios podemos mencionar el glaciar Davudova en la zona de Tian Shan Central, que es un glaciar de valle con presencia de grandes morrenas laterales con hielos enterrados, el glaciar Saru Tor que es un glaciar de circo, el glaciar Togusak que constituye un glaciar complejo porque depende del relieve de lecho. Se deben mencionar también el Glaciar Petrova en la Cordillera de Ak Shiyrak y el Glaciar Tuyuk Su en la Cordillera Zailiyskiy Alata y Tian Shan del Norte. Este último es particularmente importante porque posee un estudio continuo de balance de masa a partir de año 1957.



Figura 4.44. Glaciar Davudova en Tian Shan Central. (foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.45. Glaciar Saru Tor, Cordillera Ak Shiyrak (foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.46. Al frente el glaciar Togusak y al fondo el glaciar Zailiyskiy Alatau.



Figura 4.47. Glaciar Petrova, (foto Ivan Lavrentiev).



Figura 4.48. Glaciar Tuyuk Su. Arriba vista al sector este, abajo al sector oeste de la cuenca glaciaria. (foto Ivan Lavrentiev).

Pamir:

La cordillera del Pamir es una de las más altas del mundo, situada entre los límites de Asia Central y meridional y relacionada al este con el Himalaya. Está compuesta por la unión de las cordilleras Tian Shan, Karakórum, Kunlun y el Hindu Kush. El relieve se caracteriza por la presencia de valles profundos con un marcado desnivel de entre 1.000 – 2.500 m entre el fondo de valle y los riscos de las cadenas montañosas (Figura 4.49).

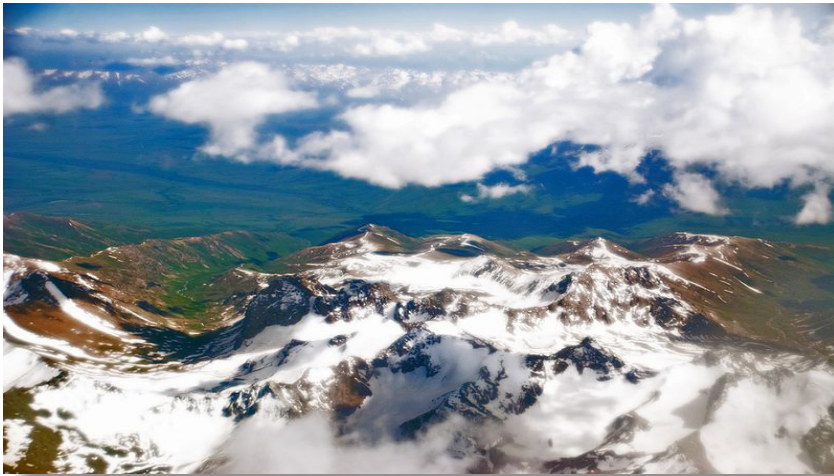


Figura 4.49. Valles profundos característicos de la cordillera de Pamir.

Se divide a la cordillera del Pamir en dos sectores diferenciados por sus condiciones particulares orográficas y climáticas: Pamir oriental y Pamir occidental. El Pamir oriental es una meseta plana o valle rodeado de montañas. Su génesis se relaciona con englaciamientos o superficies de hielo regionales que se derriten dejando una planicie rocosa. La erosión glaciaria modela el paisaje y lo reduce a un valle amplio. Este tipo de ambiente se encuentra sobre todo en el Este y una parte en el Sur, a diferencia de los valles y quebradas del Oeste. La Meseta de Pamir oriental es la zona más árida en Asia Central, prácticamente es un desierto de alta montaña con precipitaciones medias anuales menores a 80 mm (medidas en las estaciones meteorológicas Murgab y Puesto de Pamir – Glaciares de Tadjikistan, 2003). El Pamir occidental tiene un clima húmedo con precipitaciones de más de 1.000 mm/año en alturas de 4.200 – 4.500 msnm (medidas en la Estación meteorológica “Glaciar Fedchenco” – Glaciares Zeravchanskiy y Fedchenco, 1978). La abundancia de precipitaciones sólidas favorece el desarrollo de los glaciares.

La mayoría de los glaciares de Pamir se encuentra en su sector occidental y la cantidad total de glaciares es de 1.085 con una superficie total de 10.200 km². Del total, unos 45 glaciares tienen más de 10 km de longitud y superficies de 60 – 80 km². En Pamir oriental se observan glaciares de cimas, de campos de

hielo en altas mesetas y glaciares colgantes, de pendiente y de circo (Figuras 4.50 – 4.52).

La irregularidad de relieve de Pamir occidental está determinada por la acción erosiva de glaciares de distintos tipos. Habitualmente en una cuenca glaciaria se pueden observar diversos tipos de glaciares. Una concentración elevada de cuerpos glaciarios se observa en las montañas de Pedro el Grande en la cadena central de Pamir occidental. Esta zona está en el centro de la República de Tayikistán en el Parque Nacional de Pamir, que ocupa 1.226.000 Ha. en la parte este de país. La Figura 4.53 detalla la morfología de glaciares en la cordillera de Pedro el Grande.



Figura 4.50. Glaciar de pendiente en cuenca de Kara-Kul, Pamir Oriental.



Figura 4.51. Glaciar de circo, cadena Ak Baytal, Pamir oriental.



Figura 4.52. Glaciar colgante en cresta de cadena Ak Baytal, Pamir oriental.

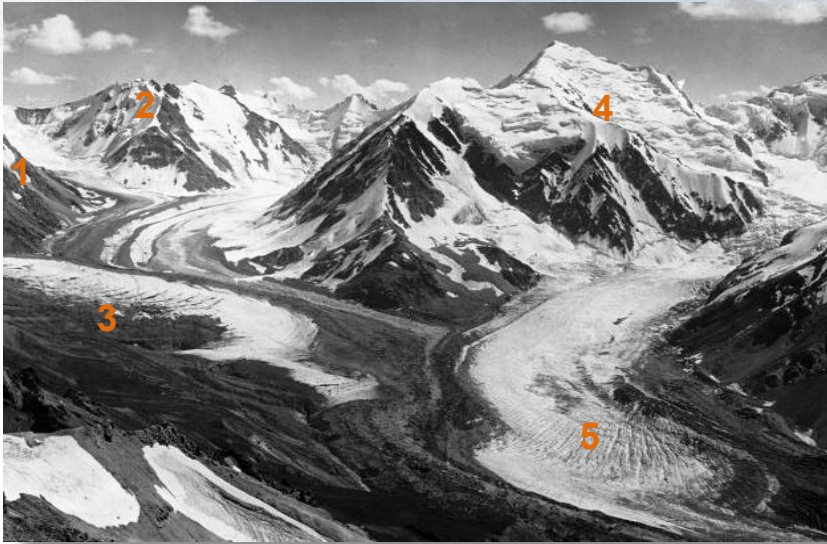


Figura 4.53. Morfología de glaciares en cordillera de Pedro el Grande, Pamir occidental: 1 – glaciar de circo, 2 – glaciar colgante, 3 – ola de glaciar de pulsación [44].

Dentro del Parque Nacional de Pamir la cadena de Pedro el Grande posee cimas muy elevadas, como el Pico de Somoni (7.495 m.), que fue el lugar más alto de la antigua URSS. La cadena es un área con muchos glaciares y uno de ellos es el glaciar de Fedchenko, que es el más largo del mundo (77 km de longitud) fuera de las regiones polares (Figuras 4.54 y 4.55).

La superficie del glaciar es de más de 700 Km² y su espesor máximo es de 1.000 metros. El volumen del Fedchenko y sus decenas de afluentes glaciarios se estima en 144 km³, alrededor de un tercio del volumen del lago Erie. El glaciar comienza a una altitud de 6.200 metros sobre el nivel del mar, sigue un rumbo hacia el norte, al este del Pico Garmo a 6.595 metros y, finalmente, se funde y desemboca en el río Balandkiik.



Figura 4.54 Parte central de glaciar Fedchenco [45]



Figura 4.55. Glaciar Fedchenco, Pamir occidental, cadena de Pedro el Grande [46].

Himalaya y Tibet:

La cordillera del Himalaya está situada en el límite sureste de Asia Central y se extiende por Bután, Nepal, China e India. Es la cordillera más alta de la Tierra, con diez de las catorce cimas de más de 8000 metros de altura, incluyendo el Everest, con sus 8.848 msnm, la montaña más alta del planeta. Forma parte de un complejo orográfico mayor; el sistema de los Himalayas compuesto por las cordilleras del Karakórum, Hindú Kush y diversas otras subcordilleras que se extienden a partir del Nudo de Pamir y sus subcordilleras adyacentes. En su parte sureste es un límite orográfico de la meseta Tibet (Figura 4.56).

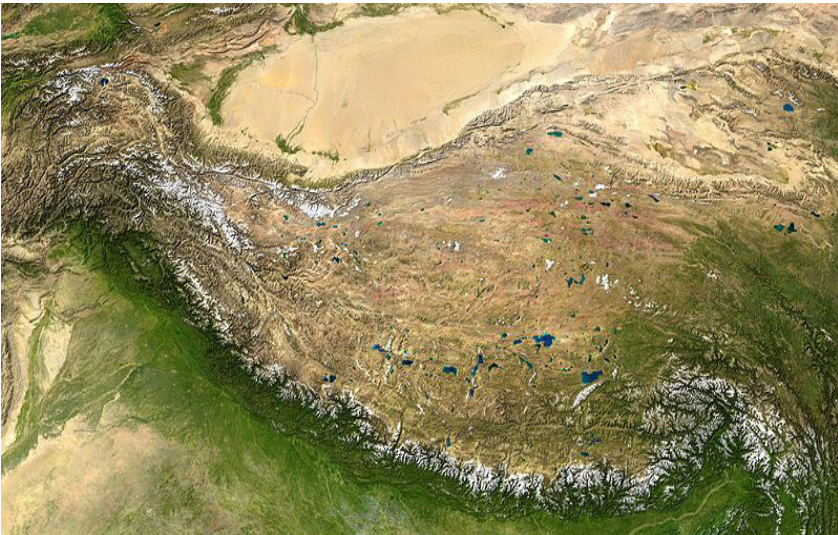


Figura 4.56. Imagen de satélite de Himalaya y Tibet [47].

En el Himalaya hay una gran cantidad de glaciares. El más conocido y uno de más grande del mundo fuera de las regiones polares es el Siachen. Otros glaciares importantes son: el Gangotri y Yamunotri (donde nacen el río Ganges), el Biafo Nubra y el Baltoro (región de Karakorum), el Zemu (Sikkim) y los glaciares del Khumbu (la región del Monte Everest). Las regiones más altas del Himalaya están cubiertas de nieve todo el año a pesar de su proximidad a los trópicos, y los glaciares alimentan numerosos ríos.

La meseta del Tibet es la región elevada del mundo más alta y más grande. Mide 1.200 kilómetros de Este a Oeste y 900 kilómetros de Norte a Sur, con una altura media de más de 4200 msnm. En la imagen satelital (Figura 4.57) se observa un valle lineal con lagos ubicados en el sector de formación de una falla por deslizamiento.



Figura 4.57 Imagen de satélite de parte central de meseta de Tibet [47].

Los lagos del centro presentan una gran zona de terrazas a su alrededor en la costa norte. Durante los períodos glaciares, su superficie estuvo unos 300 metros por encima de los niveles actuales pero, desde el final de la Pequeña Edad de Hielo, las precipitaciones disminuyeron y la dimensión de los lagos se redujo.

La superficie total de los glaciares en Himalaya es 33.250 km² y en la meseta del Tibet ocupan 32.150 km². La morfología de glaciares es semejante para las dos regiones. Los tipos dominantes son los glaciares de valle y descarga

unidos en la parte superior de las cadenas con glaciares secundarios de campo de hielo, glaciares de pendiente y de circo (Figura 4.58).



Figura 4.58 Imagen satelital de la parte central de la cordillera Himalaya con un sistema desarrollada de glaciares de valle y glaciares de descarga [47].

IV.8. África

Hasta hace unos 100 años existían tres regiones en África con presencia de glaciares: El Monte Kilimanjaro, el Monte Kenia y la Cordillera Ruvenzori. En el presente se encuentran restos de glaciación solamente en el Monte Kilimanjaro. Los primeros mapas que señalan la existencia de los glaciares en el Kilimanjaro datan de 1912, cuando había 12,1 kilómetros cuadrados de hielo en la montaña. Desde esa fecha se han hecho cinco mapas más, uno de ellos realizado en febrero de 2000, donde sólo se veían 2,2 kilómetros cuadrados de hielo. Uno de los cuerpos de hielo es el Glaciar Furtwängler que se encuentra cerca de la cima del Monte Kilimanjaro (Figura 4.59).



Figura 4.59. Resto del Glaciar Furtwängler de la cima del Monte Kilimanjaro [48].

El glaciar Furtwängler es un pequeño remanente de una capa de hielo enorme que, una vez, coronaba la cima del Monte Kilimanjaro. Esta capa de hielo ha retrocedido significativamente en el último siglo. Entre 1912 y 2000, el 80 por ciento del hielo de los glaciares en la montaña ha desaparecido.

Otro pequeño glaciar es el Rebmann ubicado sobre una pendiente suave cerca de la cima del Monte Kilimanjaro (Figura 4.60). También es un remanente de una capa de hielo de la Pequeña Edad de Hielo. Esta capa de hielo ha retrocedido significativamente en el último siglo y entre 1912 y el 2000, casi el 84 % del hielo del glaciar en la montaña ha desaparecido.

La retirada de hielo de los glaciares en la cumbre se espera que continúe y para el año 2020, se calcula que todos los glaciares en la cima de la montaña desaparecerían.

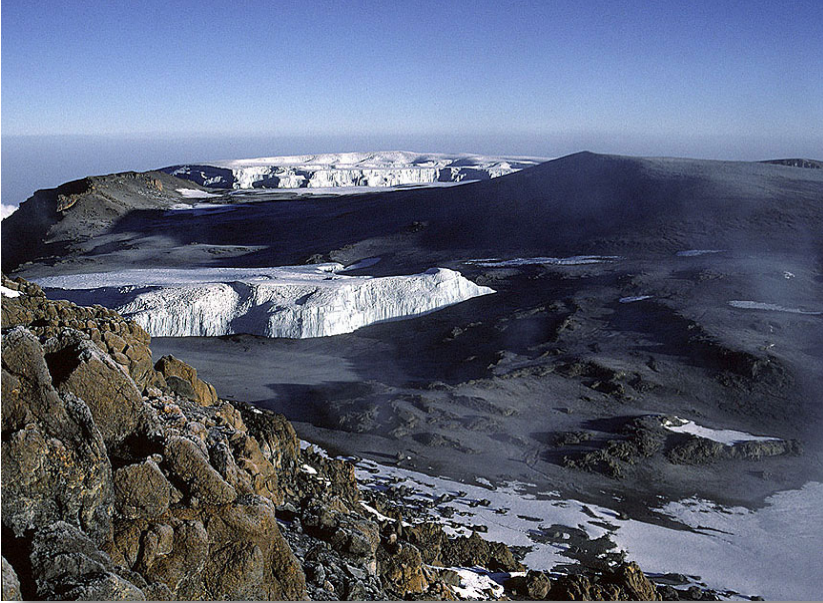


Figura 4.60. Fragmento de El Glaciar de Rebmann en cima del Monte Kilimandjaro [49].

IV.9. Islas en los mares australes

Nueva Zelanda:

Los Alpes Neozelandeses configuran una cadena montañosa que recorre toda la costa occidental de la Isla Sur de Nueva Zelanda y tiene como pico máximo el monte Cook, con 3.754 m. En él se encuentran varios glaciares, siendo los más importantes el Glaciar Tasman y el Hooker (Figura 4.61). El Glaciar Tasman es el más grande de la isla y en la Figura 4.62 se puede observar la parte superior del mismo.

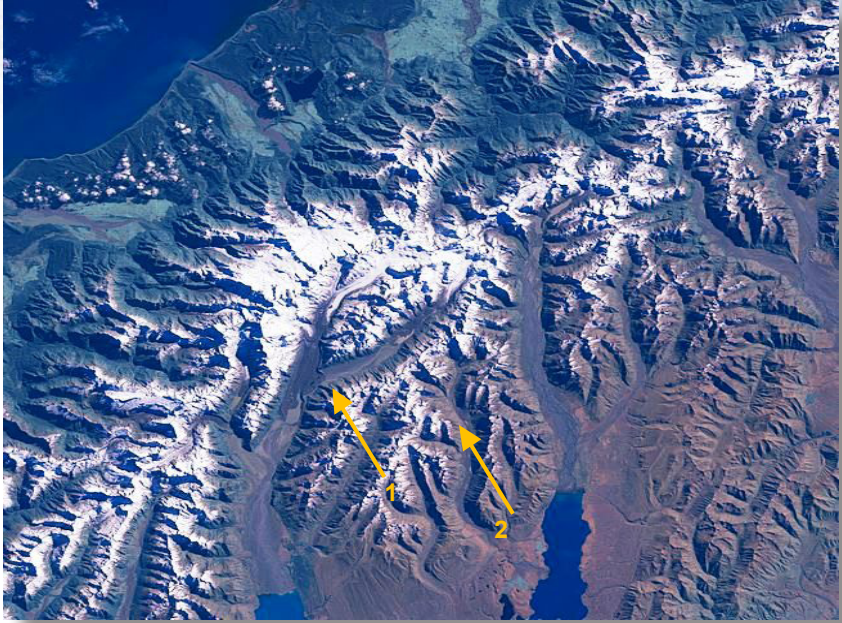


Figura 4.61. Imagen satelital de los Alpes Neozelandese con glaciares Tasman (1) y Hooker (2) [50].



Figura 4.62. Parte superior de glaciar Tasman con morena central [51].

Nueva Guinea:

Entre los glaciares más importantes se encuentra el Glaciar Potanin sobre la ladera y cerca de la cima del Monte Puncak Jaya punto más alto de la isla con 4.884 metros (a veces llamado el Monte Carstensz o Pirámide de Carstensz), en la Cordillera Sudirman, al oeste de las montañas centrales de la Provincia de Papúa. El glaciar está situado a una altitud de aproximadamente 3.600 metros y a 1,5 kilómetros al este de la torre de la cumbre de Puncak Jaya (Figura 4.63).

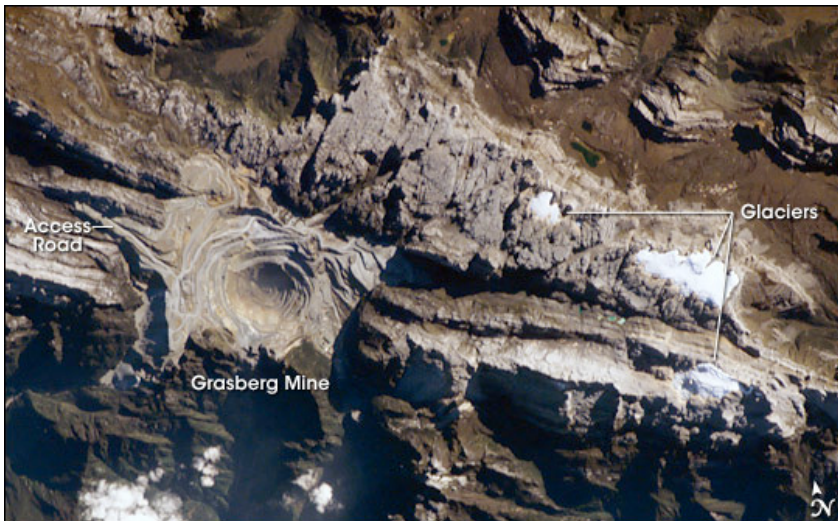


Figura 4.63. Vista satelital de glaciar de Potanin cerca de la sima Grasberg [52]

El glaciar de Carstensz tiene 1,4 kilómetros de largo y 0,60 kilómetros de ancho. Estudios científicos realizados en el 2004 sobre la base de las imágenes de satélite IKONOS en los glaciares de Nueva Guinea indicó que en solo dos años entre el 2000 y 2002, el glaciar de Potanin había perdido un 6,8% de superficie [53].

IV. 10. América del Sur: glaciares y zona periglacial en los Andes

Los glaciares y la zona periglacial son componentes dinámicos de la criósfera observables en el ambiente andino. Por lo tanto, el conocimiento de sus interacciones directas e indirectas con la atmósfera, los ecosistemas y las actividades humanas es de enorme importancia para una mejor comprensión de las variaciones climáticas y la influencia antropogénica. El comportamiento de los glaciares actuales y la dinámica de los procesos en la zona periglacial están condicionados por la historia de glaciación, los parámetros climáticos y los diferentes tipos de suelos relacionados a su vez con los sistemas hídricos superficiales y el acuífero freático (subglacial y periglacial). Se debe señalar que algunos aspectos de estos temas son todavía poco conocidos por lo que hacia el futuro es necesario continuar con los trabajos de investigación de campo en estas áreas.

Antes de seguir adelante es necesario reconocer y admitir que existe cierta discusión en torno a las definiciones de glaciar y de ambiente periglacial. Algunas de estas discusiones son relevantes y pueden argumentarse desde el punto de vista científico, pero otras no. Por tal motivo, es necesario ajustarse de la manera más cercana posible a las definiciones establecidas por los referentes internacionales, por ejemplo, el Servicio de Monitoreo Glaciológico Mundial, más conocido por su nombre en inglés *World Glacier Monitoring Service* (WGMS). Es posible encontrar en diversos sitios en Internet con distintas definiciones y comentarios, algunas veces muy curiosos y dispares. En este texto procuraremos usar la terminología y las definiciones de uso profesional y académico establecidas para el estudio científico de los glaciares.

Clasificación de glaciares andinos:

Los glaciares son cuerpos de hielo dinámicos que responden con celeridad a las modificaciones en elementos del clima tales como temperatura, régimen de precipitaciones, nubosidad, velocidad y dirección del viento, etc., por dicho motivo es necesario realizar un monitoreo continuo de los mismos. Esto implica realizar mediciones *in situ* al menos una vez al año utilizando simultáneamente otras fuentes de información, tales como imágenes satelitales y fotografías aéreas. Sin embargo, las dificultades logísticas y técnicas, sumadas al elevado costo que implican estos estudios, hacen que sólo sea factible monitorear un

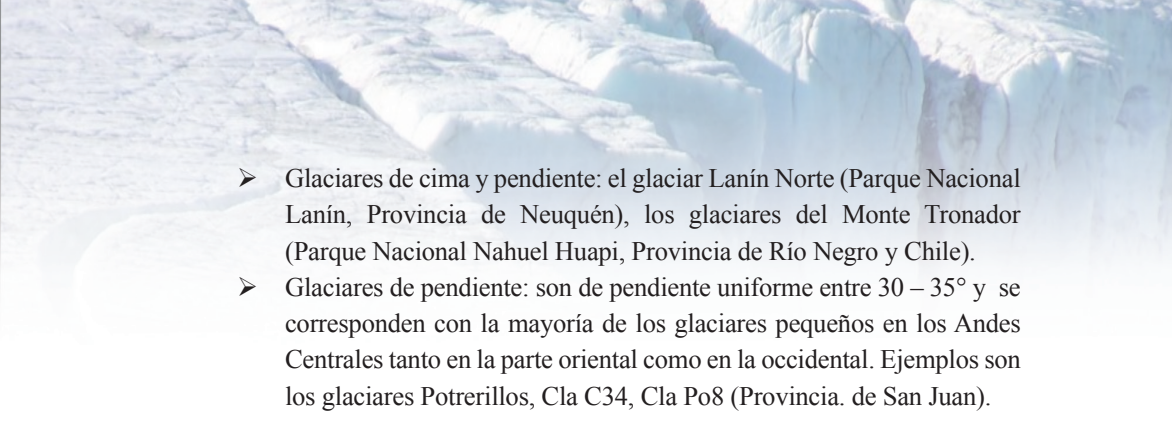
grupo reducido de glaciares. Para ello se seleccionan glaciares “piloto” que sean representativos de una determinada región y cuyo acceso sea relativamente sencillo; por medio de éstos se procura conocer el régimen glaciológico imperante en una determinada región.

Para establecer los distintos tipos de glaciares presentes en la cordillera de los Andes y sus respectivas características se han utilizado habitualmente dos clasificaciones que dependen de las condiciones térmicas y morfológicas de los glaciares. Según la clasificación térmica descrita en el Capítulo 3, en los Andes se encuentran tres tipos de glaciares:

- Templados: Ejemplo: glaciares del campo de Hielo Patagónico Sur y Campo de Hielo Patagónica Norte
- Politermales: Ejemplos: glaciares de Tierra del Fuego, glaciares de montaña en la Patagonia Austral.
- Fríos: Ejemplos: la mayoría de los glaciares en alta montaña de los Andes Centrales áridos.

Según la clasificación morfológica existen siete formas principales con algunos ejemplos típicos:

- Indlansis. el Campo de Hielo Patagónico Sur, situado en la Patagonia Austral en el límite entre Argentina y Chile, el Campo de Hielo Patagónico Norte (sector Chileno).
- Glaciares de descarga: glaciares Perito Moreno y Viedma, ambos ubicados en el CHPS, Provincia Santa Cruz, glaciares (grandes glaciares en vertiente occidental del CHPS).
- Glaciares compuestos: son alimentados por otros glaciares menores, que a manera de afluentes en un río, contribuyen a engrosar su caudal. Las morrenas laterales de los glaciares afluentes devienen en morrenas centrales en el glaciar principal. Ejemplo: glaciar Upsala (CHPS, Provincia de Santa Cruz).
- Glaciares de valle: el glaciar Túnel en las adyacencias al CHPS, Glaciar Piloto Este (Andes Centrales, Provincia de Mendoza) y la mayoría de los glaciares en la cordillera Darwin de la Tierra de Fuego.
- Glaciares de circo: el glaciar Martial Este (Isla grande de Tierra del Fuego), el glaciar Canito (Andes Centrales, Provincia de San Juan), el glaciar del Tapado, en Chile.

- 
- Glaciares de cima y pendiente: el glaciar Lanín Norte (Parque Nacional Lanín, Provincia de Neuquén), los glaciares del Monte Tronador (Parque Nacional Nahuel Huapi, Provincia de Río Negro y Chile).
 - Glaciares de pendiente: son de pendiente uniforme entre 30 – 35° y se corresponden con la mayoría de los glaciares pequeños en los Andes Centrales tanto en la parte oriental como en la occidental. Ejemplos son los glaciares Potrerillos, Cla C34, Cla Po8 (Provincia. de San Juan).

Existen pequeñas formaciones que son restos de la “Pequeña Edad de Hielo” que se encuentran en lenta desaparición, sin desplazamiento y que deben considerarse como campos de hielo muerto. Algunos glaciólogos utilizan el término “glaciarete” en un sentido más amplio, abarcando a estos campos de hielo muerto, de los que hay numerosos ejemplos en el mundo: en Nueva Zelanda en el Monte Taranaki, en Chile los campos de hielo muerto Toro 1 y Toro 2, y en Argentina, los numerosos ejemplos existentes en los Andes mendocinos.

IV.10.1. Definiciones y tipos de ambiente periglacial andino

El retroceso glaciario acompaña un desarrollo del medio ambiente periglacial, en un proceso que ejemplifica la inestabilidad de los sistemas de la naturaleza, la modificación de la superficie bajo la influencia de procesos exógenos, la dominación de los fenómenos criogénicos y la formación de la red hídrica fluvio-glacial.

El conjunto de facies cuaternarias en la zona periglacial produce las diferentes texturas y estructuras según las condiciones ambientales en que los procesos sedimentarios se han realizado [54, 55]. El conocimiento de la variación de la formación actual de las facies periglaciales permite reconstruir el paleoambiente durante los eventos de glaciación cuaternaria [56, 57]. Conforme a las condiciones de la formación en los Andes se pueden determinar los siguientes tipos de ambientes periglaciales subacuático, templado, frío-templado y frío.

El ambiente periglacial subacuático es típico de los glaciares de descarga y compuestos del CHPS, que terminan en el agua, e incluyen procesos de desprendimiento de témpanos (Figura 4.64). Las investigaciones relacionadas con la dinámica de glaciares y la batimetría fueron realizadas en el glaciar Upsala que desemboca en el Lago Argentino [58]. También fueron estudiados los sedimentos glaciolacustres en el Brazo Upsala del mismo lago [59].

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

El segundo tipo, es decir el ambiente periglacial templado, está ubicado cerca de las zonas frontales y laterales de los glaciares del CHPS terminados en tierra, en el intervalo de 150 - 500 msnm [60]. Esta zona se caracteriza por el predominio de los procesos fluvio-glaciares, sedimentación, erosión fluvial de las aguas de fusión y acciones eólicas (Figura 4.65, 4.66).

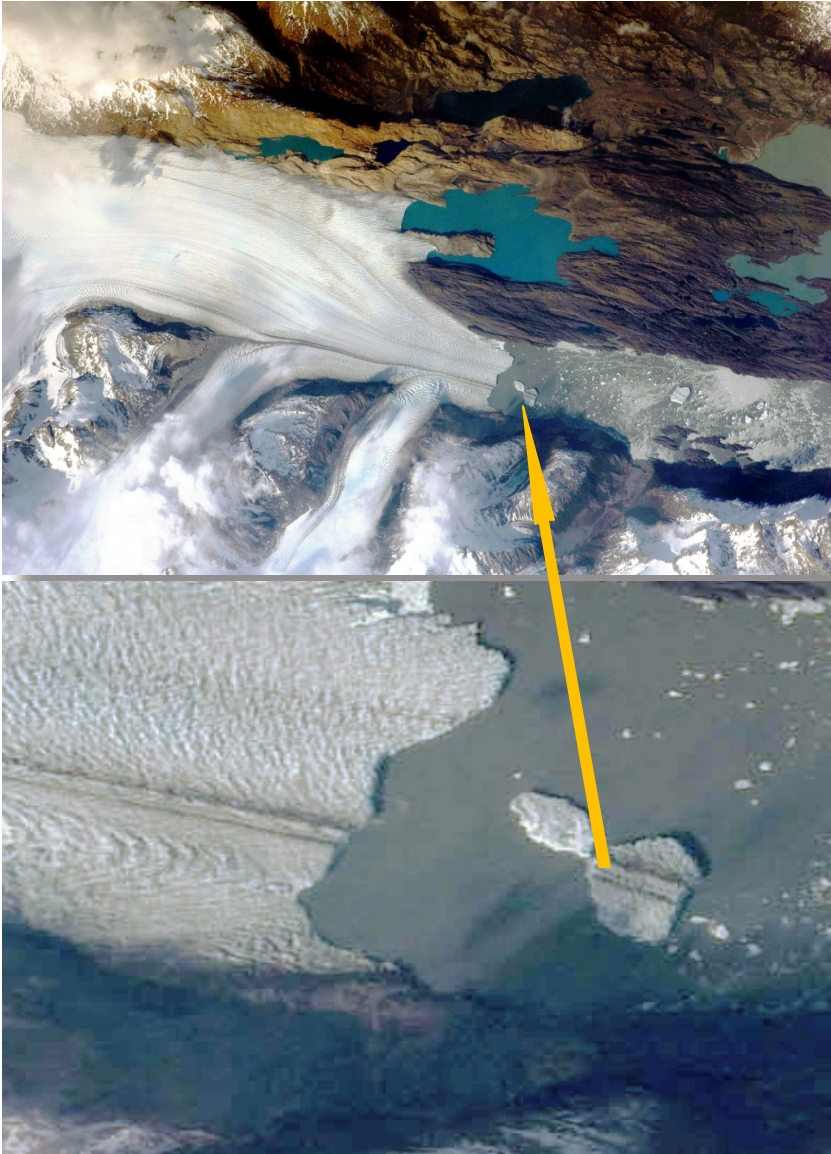


Figura 4.64. Descarga de material morrénico del glaciar Upsala al fondo de lago Argentino.



Figura 4.65. Margen de glaciar Perito Moreno con sector de ambiente periglacial templado.



Figura 4.66. Ambiente periglacial templado en zona de Chalten.

El medio ambiente periglacial frío-templado se encuentra en las zonas marginales de los glaciares medianos y pequeños de Tierra del Fuego y Patagonia Austral (Figura 4.67). La temperatura media anual en esta zona es cercana a los 0°C . Los procesos fluvioglaciares y la sedimentación son los fenómenos dominantes en el tiempo estival. Su actividad normal y las acciones criogénicas estacionales pueden transformar el relieve inicial alrededor de glaciar en el corto plazo.



Figura 4.67. Medio ambiente periglacial frío-templado en Andes Patagónicas.

El medio ambiente periglacial frío se encuentra por encima de los 1.000 metros de altura en los Andes Patagónicos y a más de 4.500 metros en los Andes Centrales, donde teóricamente puede pasar la isoterma de 0°C . La zona ocupa unas bandas angostas de las morrenas laterales y las rocas expuestas en el área de acumulación. Teniendo en cuenta las condiciones naturales de esta zona: temperaturas bajas durante todo el año, vientos, y la presencia del permafrost se puede esperar que los procesos dominantes sean criogénicos y por efectos de meteorización.

El resultado final de estos procesos es la selección de material clástico, la formación en la parte superior de las rocas firmes, un horizonte de crioluvium y la producción de crioloes (Figura 4.68, 4.69).

Este ambiente periglacial comprende un *piso periglacial*, situado inmediatamente por debajo del límite de las nieves eternas en las montañas, y una *zona periglacial* que contornea los glaciares actuales y en la cual el suelo permanece helado durante largos meses. La superficie de este ambiente depende del área común de los glaciares y manchones de las nieves eternas. Para la zona árida de los Andes este ambiente es muy reducido y ocupa bandas marginales de un glaciar.

También es muy importante aclarar que la zona del permafrost y el ambiente periglacial no son necesariamente coincidentes si bien, en algunos casos particulares, el ambiente periglacial podría incluir una zona de permafrost o un área de congelamiento estacional profundo.

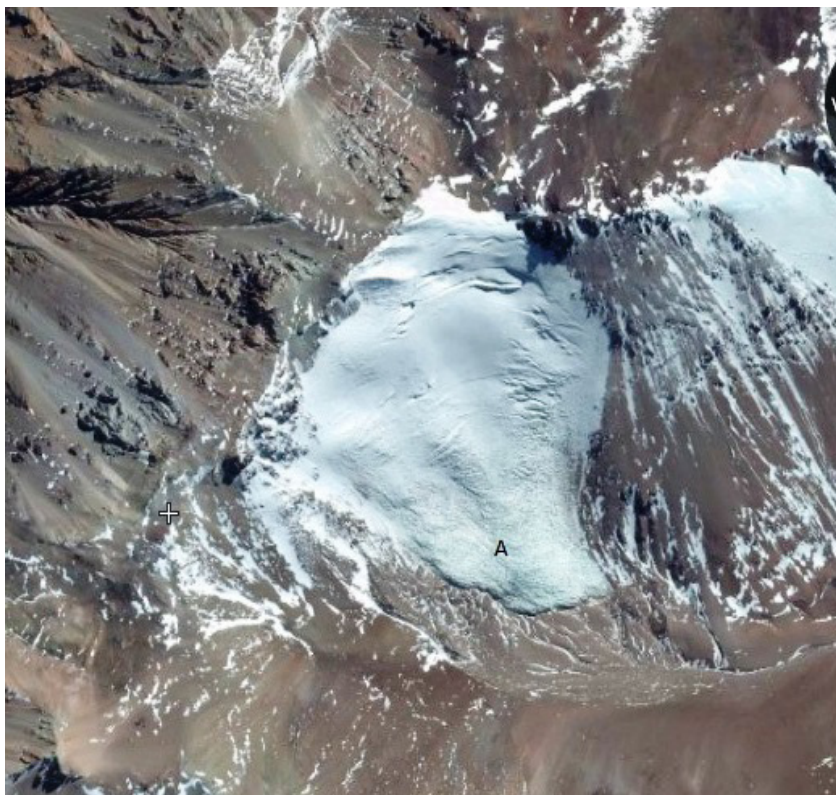


Figura 4.68. Margen de glaciar en Andes Centrales con medio ambiente frío.

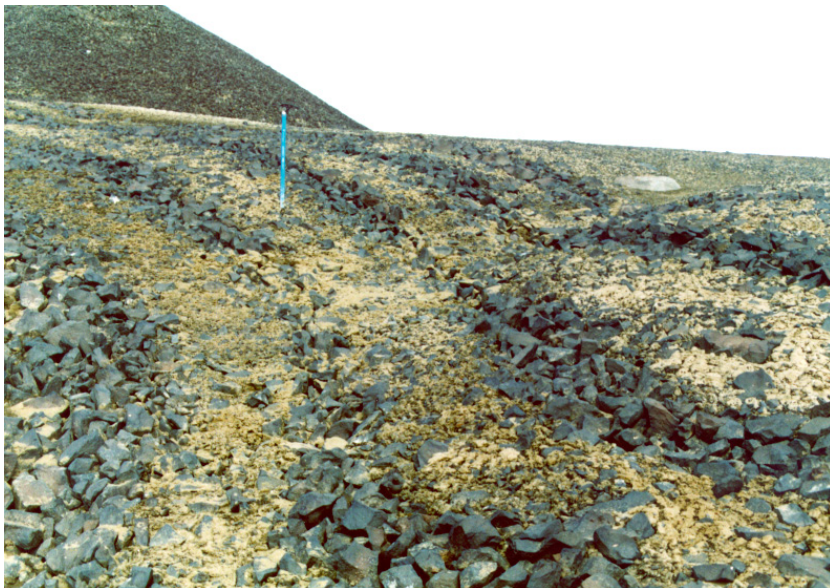


Figura 4.69. Selección de material clástico al margen de un glaciar frío en los Andes Centrales.

Las acciones geológicas comunes en todas las zonas periglaciales son la erosión, el transporte y la sedimentación.

- Erosión: La producen la masa de hielo y las rocas que transporta la lengua del glaciar. Esta acción erosiva se llama abrasión. Produce erosión en el circo y en el valle. En éste forma grandes cubetas que, al desaparecer el glaciar, se convierten en lagunas. La erosión de fondo produce estrías sobre las rocas, dando lugar a las rocas estriadas. Si las rocas sobresalen y son resistentes, se redondean, formando lo que se conoce como rocas aborregadas.
- Transporte: Éste se realiza sobre y dentro de la masa de hielo, así como en el frente del glaciar. La lengua del glaciar transporta las rocas, árboles y tierra que caen en las laderas o que arranca del fondo o de las paredes. Estos materiales forman las morrenas. Son laterales si están a ambos lados de la lengua; central, cuando se fusionan dos lenguas, de fondo, en la base de la lengua, y la frontal, ya descrita.

- **Sedimentación:** Se lleva a cabo al derretirse la lengua del glaciar en la zona de ablación. Allí se depositan todos los materiales arrastrados por dicha lengua en una gran morrena frontal. Los materiales son de todos los tipos y tamaños. Los glaciares no separan los materiales por tamaño, como lo hacen los ríos, por ser sólido el medio de transporte. Es característica de este modelo la presencia de lagos, originados por grandes bloques desplazados lejos de su origen que se llaman bloques erráticos.

IV. 10.2. Condiciones de la formación de glaciares en los Andes

A lo largo de la cordillera de los Andes las zonas climáticas que se generan implican una transformación pluviométrica desde escasos milímetros de precipitaciones al año hasta alrededor de 8 - 10 metros anuales de precipitación nívica en la vertiente centro occidental de los campos de hielo patagónicos, frente a los menos de 100 mm anuales en la zona comprendida entre latitudes de 20° a 24° donde se localiza el sector más árido de toda la cordillera, en el cual la línea de nieve estacional llega a su máxima altura, por sobre los 6500 msnm (Figura 4.70).

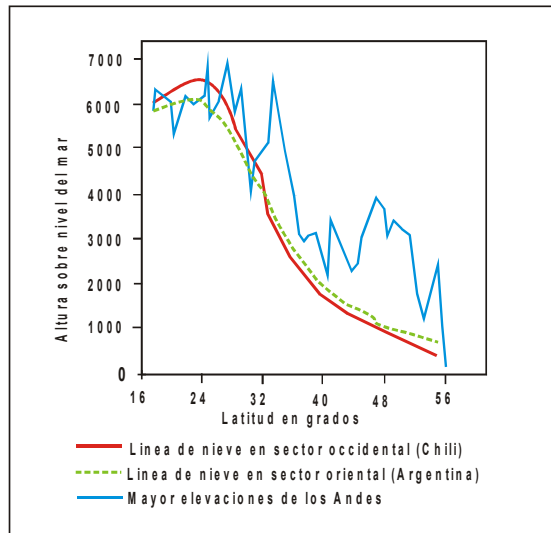


Figura 4.70. Altura de línea de nieve en sector occidental y oriental de los Andes [61].

A partir de este sector la línea de nieve comienza a descender en altura tanto hacia el norte como hacia el sur, siendo menos marcada su declinación hacia el norte. En el ecuador, cerca de la cima del Cotopaxi la línea de nieve estacional llega a los 4.700 m y en el sur de la Patagonia, en Tierra del Fuego la misma fluctúa entre 500 - 800 m en la parte occidental y entre 700 - 1.200 m en la vertiente oriental [62].

Un ejemplo típico se encuentra en el volcán Lullaiillaco en los andes centrales, cuya cima alcanza los 6.739 msnm con cubierta de nieve temporaria (Figura 4.71). Su cumbre y sus laderas presentan planchones de hielo y nieve, pequeños glaciares y grandes acarrees de ceniza y rocas volcánicas. Desde él descienden radialmente, entre quebradas, pequeños arroyos (Figura 4.72).



Figura 4.71. Vista panorámica de la cumbre del volcán Lullaiillaco [63].



Figura 4.72. Pendiente del volcán Lulllaillaco con manchones de nieve y superficie erosionada [63].

En un recorrido de norte a sur, los primeros glaciares de la Argentina se encuentran en el límite con Chile en las provincias de Jujuy y Salta sobre las cumbres del Nevado Chañi de 5.896 msnm y del Nevado de Acay con 5750 msnm (Figuras 4.73 y 4.74).



Figura 4.73. Vista panorámica de Nevada Chañi, visto desde el Cerro Azul [64].

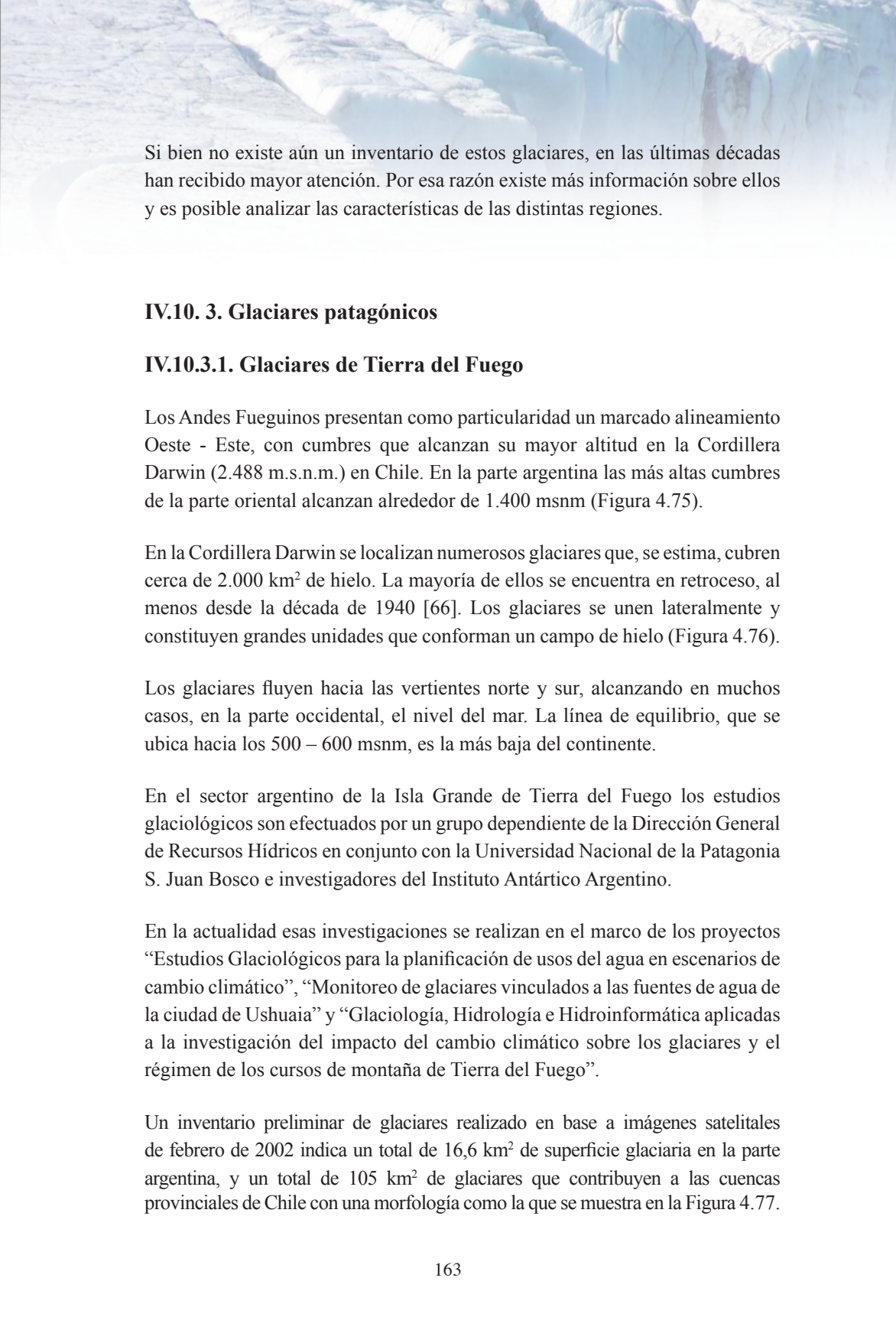


Figura 4.74. Glaciares y manchones de nieve en la cumbre del Nevada Chañi [64].

En realidad estos cuerpos de hielo son vestigios escasos de glaciares antiguos que tuvieron su máxima extensión a fines del Pleistoceno, cuando la línea de nieves eternas llegaba hasta los 4.500 m de altura y todas las montañas de esta región estaban cubiertas por glaciares.

Un hecho curioso es que existen muchas denominaciones de “Nevado” en la toponimia de los Andes Centrales que en realidad responde a condiciones climáticas pasadas. Actualmente se pueden encontrar algunas grandes manchas de nieve, como resultado de precipitaciones y tormentas durante el invierno pero en realidad, de los glaciares que cubrían las cumbres y laderas de muchas cimas andinas centrales, la mayoría ha desaparecido en un proceso que continúa en el presente.

En general, la distribución de los glaciares está estrechamente relacionada con las características locales que, dada la larga extensión de la cordillera, cambian radicalmente a medida que aumenta la latitud. En el caso de la Argentina y Chile esto se observa desde el altiplano, en el norte, con escasos glaciares, hasta los Campos de Hielo Patagónicos y glaciares de Tierra del Fuego, donde se encuentra cerca del 75% de la masa glaciaria de América Sur y la mayor cantidad de hielo del hemisferio si hacemos excepción de la Antártida.



Si bien no existe aún un inventario de estos glaciares, en las últimas décadas han recibido mayor atención. Por esa razón existe más información sobre ellos y es posible analizar las características de las distintas regiones.

IV.10. 3. Glaciares patagónicos

IV.10.3.1. Glaciares de Tierra del Fuego

Los Andes Fueguinos presentan como particularidad un marcado alineamiento Oeste - Este, con cumbres que alcanzan su mayor altitud en la Cordillera Darwin (2.488 m.s.n.m.) en Chile. En la parte argentina las más altas cumbres de la parte oriental alcanzan alrededor de 1.400 msnm (Figura 4.75).

En la Cordillera Darwin se localizan numerosos glaciares que, se estima, cubren cerca de 2.000 km² de hielo. La mayoría de ellos se encuentra en retroceso, al menos desde la década de 1940 [66]. Los glaciares se unen lateralmente y constituyen grandes unidades que conforman un campo de hielo (Figura 4.76).

Los glaciares fluyen hacia las vertientes norte y sur, alcanzando en muchos casos, en la parte occidental, el nivel del mar. La línea de equilibrio, que se ubica hacia los 500 – 600 msnm, es la más baja del continente.

En el sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego los estudios glaciológicos son efectuados por un grupo dependiente de la Dirección General de Recursos Hídricos en conjunto con la Universidad Nacional de la Patagonia S. Juan Bosco e investigadores del Instituto Antártico Argentino.

En la actualidad esas investigaciones se realizan en el marco de los proyectos “Estudios Glaciológicos para la planificación de usos del agua en escenarios de cambio climático”, “Monitoreo de glaciares vinculados a las fuentes de agua de la ciudad de Ushuaia” y “Glaciología, Hidrología e Hidroinformática aplicadas a la investigación del impacto del cambio climático sobre los glaciares y el régimen de los cursos de montaña de Tierra del Fuego”.

Un inventario preliminar de glaciares realizado en base a imágenes satelitales de febrero de 2002 indica un total de 16,6 km² de superficie glaciar en la parte argentina, y un total de 105 km² de glaciares que contribuyen a las cuencas provinciales de Chile con una morfología como la que se muestra en la Figura 4.77.

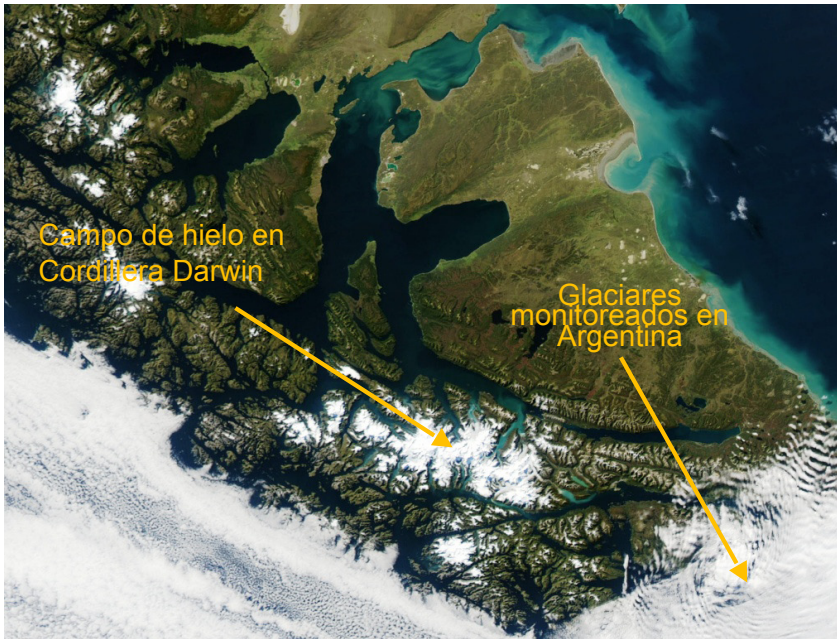


Figura 4.75. Ubicación de los glaciares en Tierra del Fuego [65].



Figura 4.76. Vista panorámica de la Cordillera Darwin con campo de hielo [67].



Figura 4.77. *Glaciar del valle Pía en la Cordillera Darwin sobre el Canal Beagle [67].*

Los estudios glaciológicos de campo son realizados en base a glaciares piloto en los que se realiza desde hace años un monitoreo sistemático que incluye el balance de masa, mediciones meteorológicas y relevamientos topográficos. Los glaciares piloto estudiados en mayor detalle son el Glaciar Martial y el Glaciar Vinciguerra, ambos próximos a la ciudad de Ushuaia (Figura 4.78).

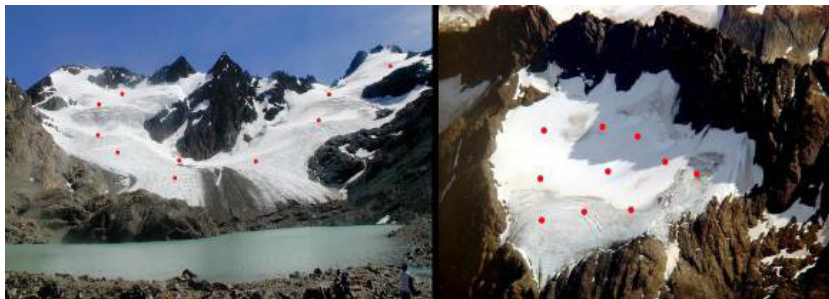


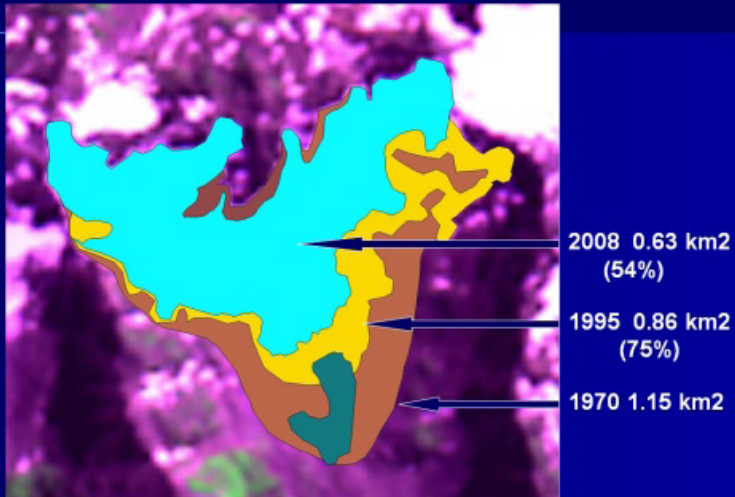
Figura 4.78. Vista general y ubicación de las balizas de medición en los glaciares Vinciguerra - izquierda) y Martial Este – derecha [68].

Respecto de estos estudios es importante señalar el retroceso del glaciar Vicinguerra, evidenciado porque la actual Laguna de los Témpanos, cercana al frente del glaciar, no existía en 1970 ya que estaba totalmente ocupada por el hielo glaciario. La Figura 4.79 muestra la fluctuación de glaciar *Vinciguerra* entre los años 1970 y 2008. El retroceso promedio del frente de este glaciar ha sido 11,5 m/año entre 1970-2002 y 19,5 m/año entre 2002 y 2008 [68].

Los resultados de monitoreo indican un fuerte comportamiento recesivo de todos los glaciares durante el siglo XX. La tasa de retroceso de glaciares es dependiente de la orientación de la superficie, su extensión y la ubicación de altura.

El glaciar Martial pierde en promedio, medio metro de espesor de hielo por año en tanto que en el Vinciguerra el balance de masa negativo es de alrededor de un metro por año, debido a que presenta una zona de ablación más extendida, con un frente situado 200m más abajo que el del Martial.

El retroceso del glaciar Vinciguerra



.Figura 4.79. Cambio en la superficie del Glaciar *Vinciguerra*[68].

IV.10.3.2. Glaciares del Campo de Hielo Patagónico Norte

El Campo de Hielo Patagónico Norte (Figura 4.80) cubre un área de aproximadamente 4.000 km² y se encuentra dentro de la región de Aysén de la República de Chile. Su extensión es de unos 120 km en sentido norte-sur y de 50 a 70 km en sentido Este-Oeste. En esta zona existe una gran cantidad de hielo acumulado que se corresponde a la alta pluviometría local, causada por el paso frecuente de sistemas frontales húmedos y por las precipitaciones orográficas generadas por el efecto barrera de los cordones montañosos. En esta zona los glaciares se encuentran en montañas de más de 3.000 msnm, alcanzando su punto más alto en el Monte San Valentín, con 4.058 msnm.



Figura 4.80. Vista panorámica del Campo de Hielo Patagónico Norte [69].

Estas condiciones climáticas y topográficas han sido un gran obstáculo para el estudio glaciológico de campo. Por esta causa, sólo con el advenimiento y uso de los sensores remotos (fotografías aéreas e imágenes satelitales) y los métodos digitales de los Sistemas de Información Geográfica se ha podido reconocer las dimensiones y diferencias de los principales glaciares del Campo de Hielo Patagónico Norte. En esta zona se han detectado 70 glaciares principales [70] que, en todos los casos, muestran una marcada tendencia de retroceso, al menos desde el año 1945 cuando fueron tomadas las primeras fotografías aéreas.

En particular se destacan los retrocesos del glaciar San Rafael (Figuras 4.81 y 4.82) que es el más grande del Campo. Su superficie actual se estima en 740 km² y desciende desde una altura más de 3 mil metros hasta el nivel del mar. Tiene áreas de acumulación y ablación bien definidas con una línea equilibrio que pasa entre 2.400 y 2.700 msnm.



Figura 4.81. Glaciar San Rafael en el Campo de Hielo Patagónico Norte [71].



Figura 4.82. Frente del glaciar San Rafael flotante sobre el mar (glaciar de descarga) [72].

Según los registros de radar sintético es uno de los glaciares que más rápido se mueven en el mundo, con unos 17 metros de desplazamiento diarios [73]. Los registros tomados en el glaciar San Rafael datan desde finales del siglo XIX, hacia 1871, hasta el presente y muestran la pérdida de 10 kilómetros lineales de retroceso. La tasa de retroceso parece seguir un factor climático, relacionado además con la geometría de la cuenca, la exposición de sus laderas y el aumento de la temperatura de mar.

IV.10.3.3. Glaciares de la Patagonia Austral

Esta área es compartida entre Argentina y Chile y, por ello, existen estudios glaciológicos a ambos lados del sistema cordillerano. En Argentina el IANIGLA realiza el inventario de glaciares y el análisis de las fluctuaciones de éstos en la zona de los Andes Australes, generalmente en base a datos de sensores remotos. Esta información se puede encontrar en la página web del IANIGLA [74]. La información sobre los glaciares chilenos de la región se obtiene de varias publicaciones del Centro de Estudios Científicos de Valdivia [75].

El campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) con 12.500 km² de extensión es la masa de hielo de mayor extensión en el sur del continente (Figura 4.83). El estudio del CHPS y del impacto del cambio climático en sus glaciares es importante no sólo desde el punto de vista científico sino también económico, ya que pueden existir repercusiones directas sobre actividades y recursos clave para toda la región e incluso a nivel nacional.

Casi toda el agua disponible para el aprovechamiento de energía hidroeléctrica, actividades agropecuarias, etc. de las regiones semiáridas de Santa Cruz proviene del deshielo. El río Santa Cruz, que colecta las aguas de los lagos Viedma y Argentino, es por su caudal (697 m³/s) el sexto río más importante del país. Al Lago Viedma fluye el glaciar homónimo y el Lago Argentino se alimenta, entre otros, por dos glaciares de gran extensión, el Glaciar Upsala de 902 km² y el Glaciar Moreno, de 257 km² de superficie.

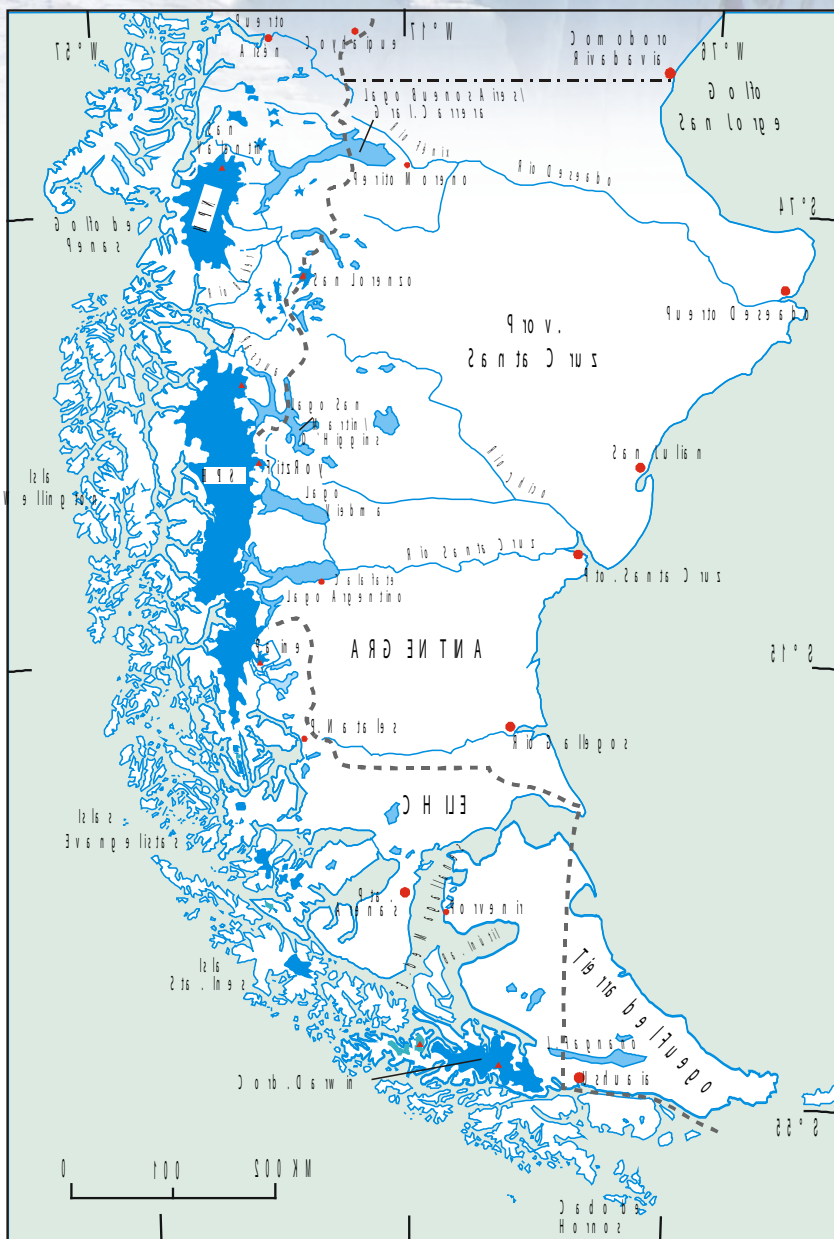


Figura 4.83. Mapa del sur de Argentina y Chile con el Hielo Patagónico Norte (HPN) y el Hielo Patagónico Sur (HPS) y la provincia de Santa Cruz.

Características del área de drenaje del Campo de Hielo Patagónico Sur:

El mosaico Landsat TM del 12 de Marzo del 2001 permitió determinar que los glaciares del CHPS contribuyen por fusión y desprendimiento a la descarga del río Santa Cruz.

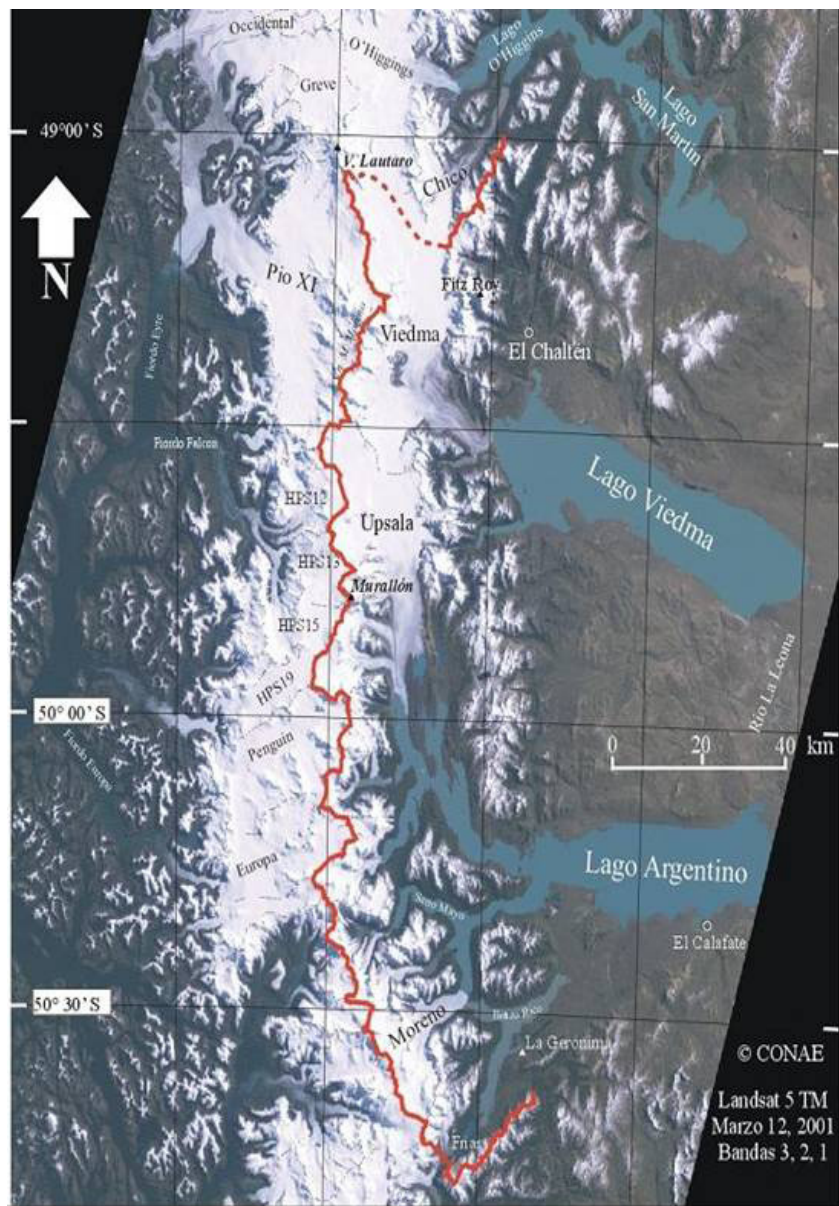
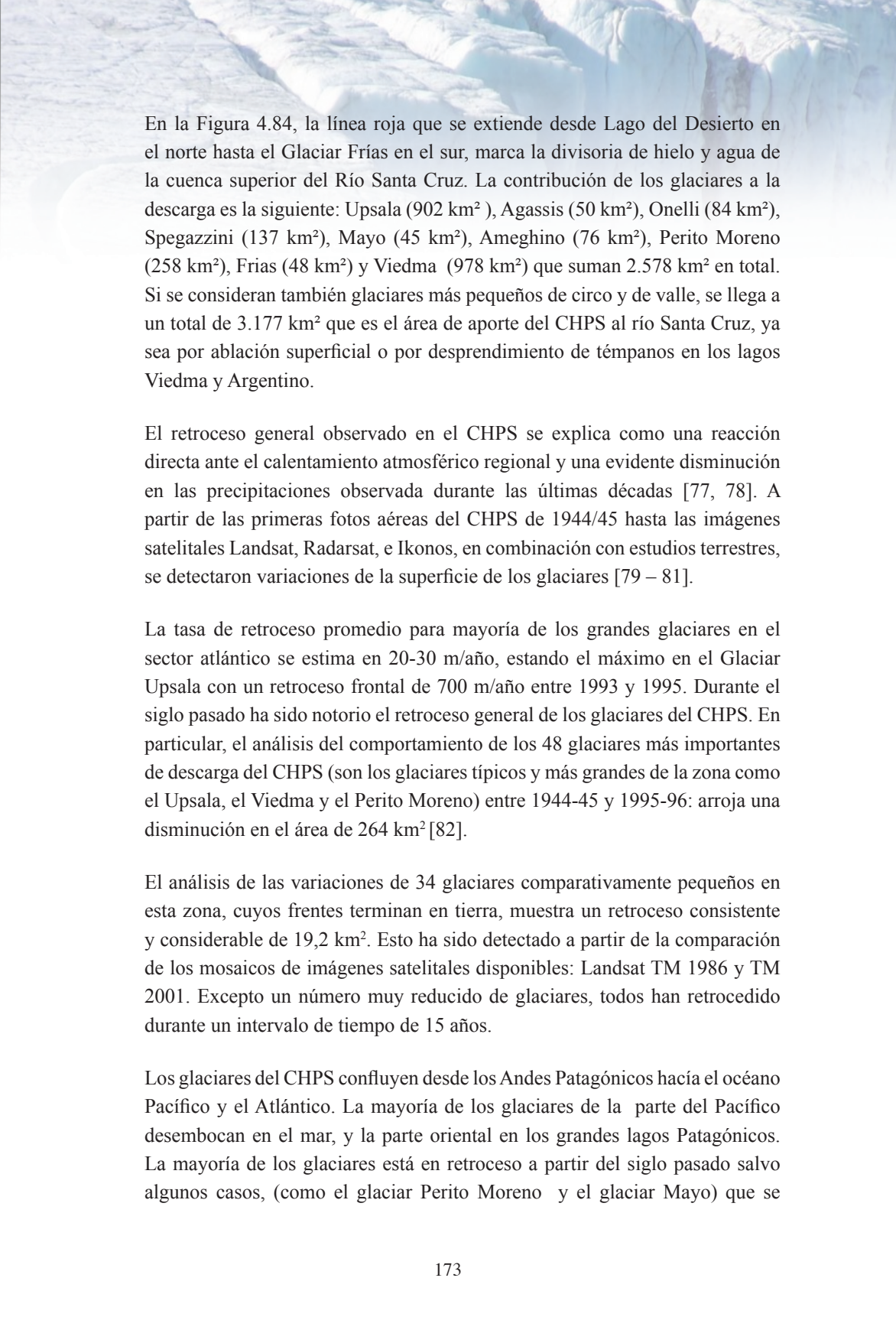


Figura 4.84. Área de drenaje del HPS - Cuenca del Río Santa Cruz [76].

En la Figura 4.84, la línea roja que se extiende desde Lago del Desierto en el norte hasta el Glaciar Frías en el sur, marca la divisoria de hielo y agua de la cuenca superior del Río Santa Cruz. La contribución de los glaciares a la descarga es la siguiente: Upsala (902 km²), Agassis (50 km²), Onelli (84 km²), Spegazzini (137 km²), Mayo (45 km²), Ameghino (76 km²), Perito Moreno (258 km²), Frias (48 km²) y Viedma (978 km²) que suman 2.578 km² en total. Si se consideran también glaciares más pequeños de circo y de valle, se llega a un total de 3.177 km² que es el área de aporte del CHPS al río Santa Cruz, ya sea por ablación superficial o por desprendimiento de témpanos en los lagos Viedma y Argentino.

El retroceso general observado en el CHPS se explica como una reacción directa ante el calentamiento atmosférico regional y una evidente disminución en las precipitaciones observada durante las últimas décadas [77, 78]. A partir de las primeras fotos aéreas del CHPS de 1944/45 hasta las imágenes satelitales Landsat, Radarsat, e Ikonos, en combinación con estudios terrestres, se detectaron variaciones de la superficie de los glaciares [79 – 81].

La tasa de retroceso promedio para mayoría de los grandes glaciares en el sector atlántico se estima en 20-30 m/año, estando el máximo en el Glaciar Upsala con un retroceso frontal de 700 m/año entre 1993 y 1995. Durante el siglo pasado ha sido notorio el retroceso general de los glaciares del CHPS. En particular, el análisis del comportamiento de los 48 glaciares más importantes de descarga del CHPS (son los glaciares típicos y más grandes de la zona como el Upsala, el Viedma y el Perito Moreno) entre 1944-45 y 1995-96: arroja una disminución en el área de 264 km² [82].

El análisis de las variaciones de 34 glaciares comparativamente pequeños en esta zona, cuyos frentes terminan en tierra, muestra un retroceso consistente y considerable de 19,2 km². Esto ha sido detectado a partir de la comparación de los mosaicos de imágenes satelitales disponibles: Landsat TM 1986 y TM 2001. Excepto un número muy reducido de glaciares, todos han retrocedido durante un intervalo de tiempo de 15 años.

Los glaciares del CHPS confluyen desde los Andes Patagónicos hacia el océano Pacífico y el Atlántico. La mayoría de los glaciares de la parte del Pacífico desembocan en el mar, y la parte oriental en los grandes lagos Patagónicos. La mayoría de los glaciares está en retroceso a partir del siglo pasado salvo algunos casos, (como el glaciar Perito Moreno y el glaciar Mayo) que se

encuentran en estado estacionario [83]. De mantenerse o incrementarse en largo plazo esta tendencia en el comportamiento de los glaciares del CHPS, ocurrirán cambios en el nivel del lago Argentino y, consecuentemente, en el caudal del río Santa Cruz. Por ello, es de interés considerar brevemente las variaciones de estos glaciares

Variaciones de los glaciares de descarga en el lago Argentino:

Los dos cuerpos de hielo más importantes de la zona, por su atractivo turístico y accesibilidad, son el glaciar Perito Moreno y el glaciar Upsala. Un breve resumen de la situación de ambos cuerpos de hielo es el siguiente:

Glaciar Upsala:

Con sus 902 km² de superficie [84] el glaciar Upsala es la tercera extensión del CHPS. Este glaciar tiene un área de acumulación de aproximadamente 600 km² y una de ablación próxima a 290 km². La altura de ELA se encuentra estimada en 1.150 m. El glaciar fluye de norte a sur a largo de 60 km de longitud y desemboca en su parte principal en el brazo Upsala del lago Argentino como se ve en la Figura 4.85.

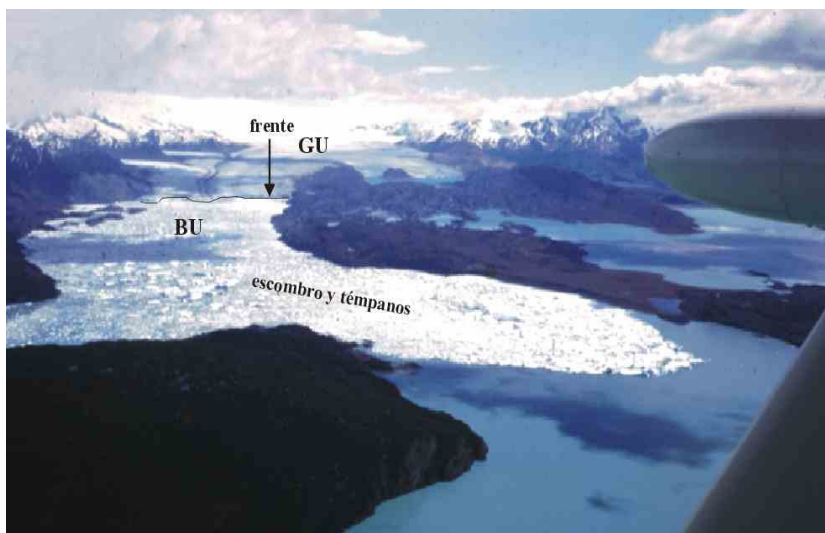


Foto 4.85. Glaciar Upsala: bloqueo total del Brazo Upsala por desprendimiento extraordinario ocurrido a mediados de 1994.

El Glaciar Upsala ha presentado en los últimos años un comportamiento muy particular en lo que hace a la posición de su frente: entre 1968 y 1970 la parte oriental de su frente avanzó 150 m mientras que la Oeste retrocedía 300. Entre 1970 y 1978 la parte este avanzó 250 m más y la Oeste apenas retrocedía un poco [85]. Desde entonces hasta 1990 el glaciar ha retrocedido en ambos costados a razón de 200 metros por año aproximadamente.

Glaciar Perito Moreno:

Mucho se ha escrito sobre este glaciar, muy conocido por sus cierres seguidos por rupturas del dique de hielo. El glaciar fluye desde el norte CHPS en dirección de Oeste a Este (Figura 4.86).



Figura 4.86. Fotografía aérea del glaciar Perito Moreno.

Sus características son:

- Glaciar del tipo compuesto o descarga
- Longitud: 30 km

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

- Área: 257 km²
- Ancho del frente: 4 km. aproximadamente
- La línea de equilibrio se encuentra alrededor de 1.150 msnm

La velocidad de avance es de 2,2 metros/día en el centro y 0,35 m/día en los bordes [86]. En contraste con lo que ocurre en la mayoría de los glaciares de descarga del CHPS, que se hallan en un fuerte retroceso, el Glaciar Perito Moreno ha estado en condiciones cercanas al equilibrio (estables) durante la mayor parte del siglo 20 (Figura 4.87).

La formación de diques de hielo del glaciar Perito Moreno y los consecuentes embalses del complejo lacustre Brazo Rico-Brazo Sur, seguidos por repentinas rupturas y descarga rápida ocurrieron en distintos intervalos a lo largo del siglo XX. Desde 1970 a 1988, el glaciar sufrió varias rupturas con un “ciclo” relativamente regular de 2 a 4 años (1970, 1972, 1975, 1977, 1980, 1984, siendo las últimas y más documentadas, las del 17 de febrero de 1988 y de 2003).

El mecanismo de este fenómeno se produce porque el glaciar, al tocar la Península de Magallanes, forma un dique natural de hielo, que obstruye completamente la comunicación entre el Brazo Rico y el Canal de los Témpanos (Figura 4.88). Las aguas del Lago Argentino siguen fluyendo naturalmente hacia el mar a través del río Santa Cruz, mientras que el Brazo Rico, al quedar aislado del resto del lago y seguir recibiendo aportes de agua (lluvia, fusión de nieve y hielo) comienza a subir su nivel. El aumento del nivel crea una fuerte presión sobre el dique de hielo. Bajo esta presión, el agua consigue filtrarse y horadar el hielo en su punto más débil, que corresponde a la superficie de contacto con la roca. Una vez abierto el primer resquicio, el paso del agua irá acelerando la fusión del dique de hielo abriendo un túnel a través del mismo. Finalmente, el hielo colapsa abriéndose un canal que permite el libre paso de las aguas acumuladas en el Brazo Rico hacia al resto del Lago Argentino.

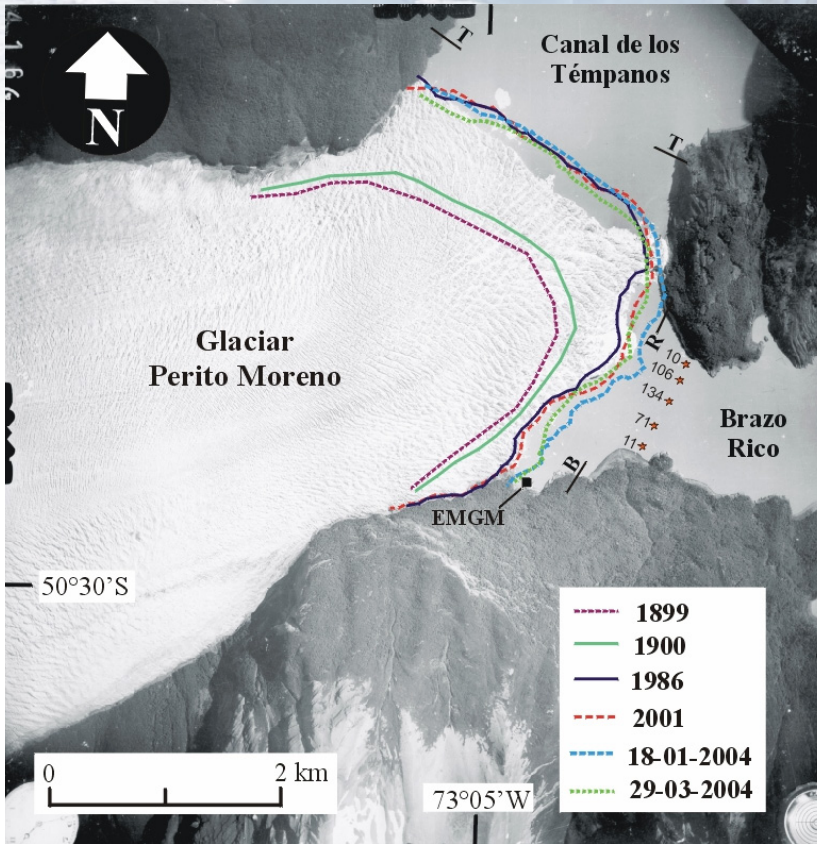


Figura 4.87. Posición del frente del glaciar Perito Moreno en el siglo XX.

Quando el frente del glaciar avanza nuevamente sobre el canal hasta alcanzar la costa, se inicia otro “ciclo” de endicamiento. El desnivel necesario en el Brazo Rico para producir una ruptura ha variado notablemente en diferentes oportunidades, por ejemplo, 13 metros en 1952, 25 m en 1988 y 16 m en 2004.



Figura 4.88. Dique de hielo en Diciembre de 2003.

Los Glaciares del HPS son muy importantes para la semidesértica Patagonia, donde la precipitación media anual es tan sólo 200 mm. Las mediciones de ablación anual del Glaciar Perito Moreno permiten estimar que su aporte al río Santa Cruz es cercano a los 0,6 km³ de agua por año [86] que alcanza hasta cerca de 1 km³ anual si se consideran los aportes del Canal de los Témpanos, la Península de Magallanes y el Brazo Rico.

Glaciares en el noroeste de la provincia de Chubut:

Hasta el momento se ha completado el inventario preliminar del la Cuenca del Río Tigre y parte de la de los ríos Esperanza y Turbio en el límite Chile – Argentina [74]. A partir del análisis e interpretación de la imagen ASTER del 4 de abril de 2007 se identificaron 36 glaciares (cuerpos de más de 0,1 km²) en las cuencas de los Río Tigre, Alerce, Blanco y Villegas Oeste, con un área total de 25,386 km².

La mayoría de estos cuerpos no sobrepasa los 0,5 km² y tan sólo seis de ellos tienen una superficie mayor que 1 km². La altura media a la que se encuentran los glaciares está entre los 1.800 y 2.200 msnm. El glaciar más importante de la zona es el Planchón Nevado con 4,65 km² (Figura 4.89) que ha perdido un 16% de superficie entre 1987 y 2007 [87].

Otra región estudiada es la de las cuencas de los Ríos Alerzal y Turbio 1 que están ubicadas en el límite internacional entre Argentina y Chile.

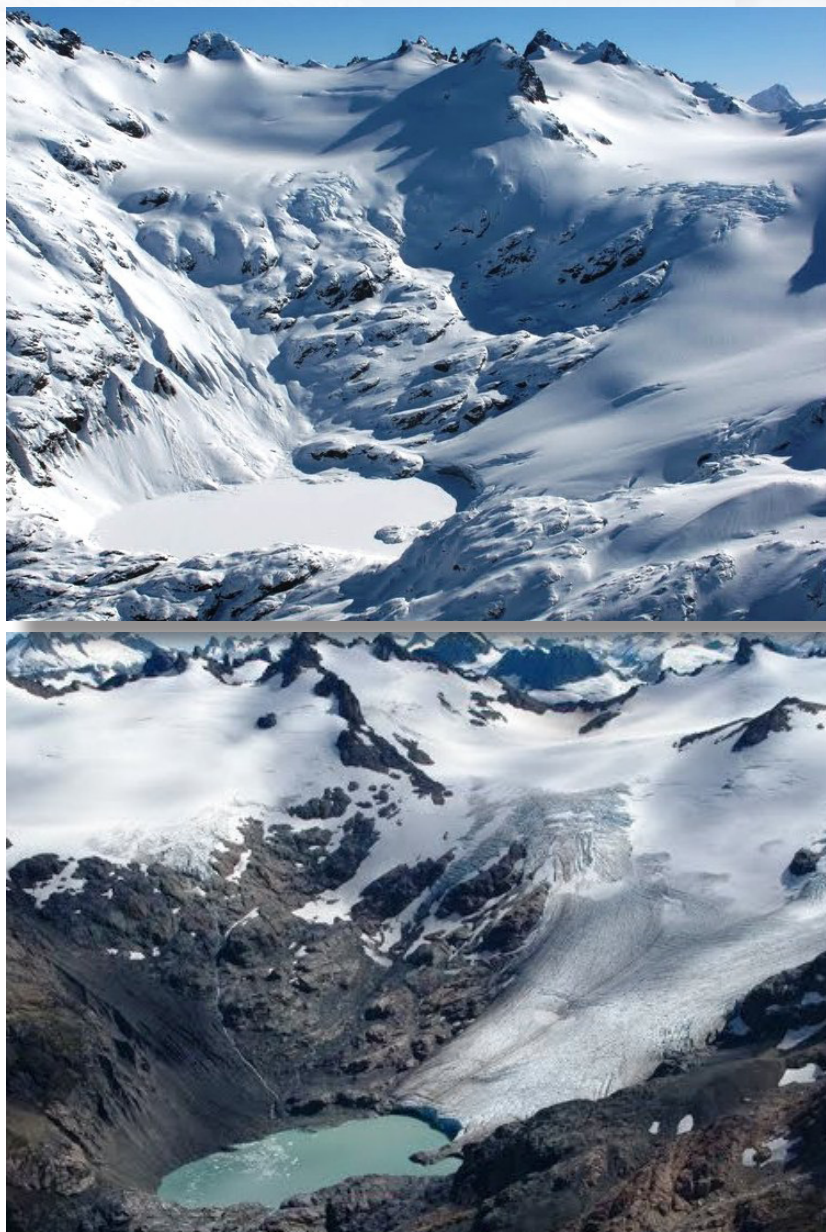


Figura 4.89. Glaciar Plancho Nevado en época de invierno (sup.) y verano (inf.) con lago proglaciar [57]

En este sector se encuentra el campo de hielo Esperanza/Universo (83 km², en 2007) que está caracterizado en su parte norte por una cuenca de acumulación de la que fluyen varios glaciares de valle tanto hacia la vertiente chilena como la argentina. Hacia el sur continúa como una masa continua de hielo por el filo de los cerros, generando varios glaciares de valle. Entre 1987 y 2007 el campo de hielo ha perdido el 12 % de su superficie horizontal. En total existen en el área 103 glaciares con un área mayor a 0,1 km², de los cuales el 50% tiene un área menor a 0,5 km². El glaciar más extenso es el Esperanza Norte con 10,7 km². Los glaciares que registran un mayor retroceso están caracterizados por zonas de ablación con baja pendiente y baja elevación.

Glaciares en la Región de Los Lagos (Chile):

La Región de Los Lagos de Chile está ubicada en la parte austral Cordillera de los Andes. En este sector las cadenas de montañas se muestran como un relieve deprimido cuyas mayores altitudes corresponden a volcanes de alrededor de 2.000 msnm; como el Puntagudo, Osorno, Calbuco, Yanteles, Michinmahuida y Corcovado. En la Figura 4.90, tomada desde el espacio, pueden observarse varios de los volcanes característicos de esta región con sus cumbres cubiertas por glaciares. En este sector los glaciares han sido mucho menos estudiados que los de otras regiones andinas de Chile.

Las variaciones climáticas y de relieve y el volcanismo de esta zona definen una gran variedad de ambientes que permiten el desarrollo de distintos tipos de glaciares, de tamaño medio a chico y con potencial para el estudio glaciológico. Hasta el momento sólo existe información del número y superficie de estos glaciares andinos. En las cuencas hidrográficas Valdivia, Bueno y Petrohué se identificaron y catalogaron 27 glaciares de los cuales un 60% tenían más de 2 km² extensión con una superficie total de más de 120 km² [88]. En esta región el retroceso es mayor que en los Andes centrales, debido a la menor altura.



Figura 4.90. Región de los Lagos en Chile [69].

En estos glaciares hay riesgo geológico potencial por la presencia de los mismos sobre conos y pendientes volcánicas activas (Figuras 4.91 y 4.92). También existe una importante superficie de glaciares recubiertos con material volcánico de erupciones recientes.



Figura 4.91. Cono del volcán Yanteles cubierto por el glaciar homónimo [64].



Figura 4.92. Ubicación de lenguas del glaciar Yanteles en canales de lavas volcánicas [64].

Glaciares del Monte Tronador:

Este glaciar se encuentra en la zona norte de los Andes Patagónicos, en la frontera entre Chile y Argentina (Figura 4.93). Del lado argentino está ubicado en el Parque Nacional Nahuel Huapi, en tanto que sobre el lado el chileno está en el Parque Nacional Vicente Pérez Rosales. Su altura es de 3.491 msnm y se destaca entre los macizos montañosos de la región porque los supera en más de 1.000 metros. Es un antiguo y gran cono volcánico y por ser el cerro un volcán inactivo ha sido degradado por la acción erosiva pasada de los glaciares, y estaría sometido actualmente a procesos de erosión glaciarios y fluviales.

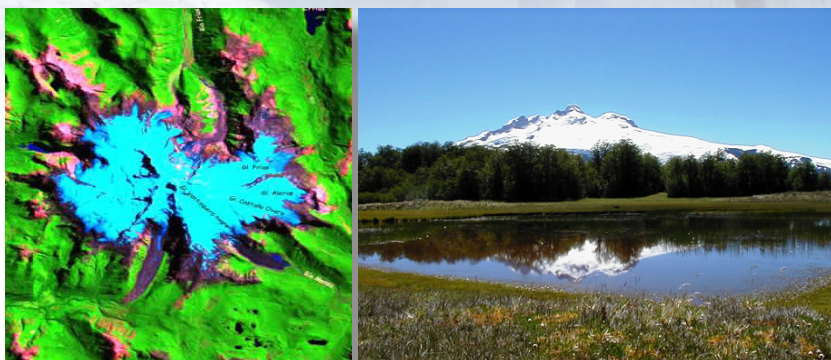


Figura 4.93. Vista del Monte Tronador (Imagen de LANDSAT 7 de 21/02/2000).

La Figura 4.94 muestra al Cerro Tronador, los glaciares Castaño Overo y Alerce y el pequeño lago proglacial que, probablemente, marca su límite en la Pequeña Edad de Hielo.



Figura 4.94. Cerro Tronador y los glaciares Castaño Overo y Alerce a mediados de los '90 [90].

La cima del monte Tronador está cubierta de hielo y nieve permanente de la que descienden diversos glaciares que abarcan 51,04 km². Los principales glaciares del lado argentino, de norte a sur, se denominan Frías, Alerce, Castaño Overo y Río Manso.

El glaciar Castaño Overo, inmediatamente al norte del glaciar Río Manso, posee una cuenca de alimentación algo más pequeña, lo que determina que su tamaño sea más reducido. Por su parte, el glaciar Alerce presenta un desarrollo aún menor. Estos tres glaciares (Manso, Castaño Overo y Alerce) pertenecen a la cuenca del río Manso superior que desagua en el lago Mascardi y que luego, a través del río Manso inferior, llega al Océano Pacífico. El glaciar Río Manso (del lado argentino), el más extenso y de mayor volumen, tiene una lengua de hielo de casi 5 kilómetros que es interrumpida por un abrupto precipicio de centenares de metros de altura.

El glaciar Frías es el más septentrional de los glaciares argentinos del Tronador y posee una lengua continua que no se encuentra interrumpida por desniveles topográficos de importancia. Este glaciar drena el flanco nordeste del Tronador a través del lago y río homónimos, los cuales descargan sus aguas en el Brazo Blest y a través de los ríos Limay y Negro conducen sus aguas de deshielo al Atlántico.

Los glaciares Peulla, Casa Pangué y Río Blanco en la vertiente occidental tienen características parecidas con los glaciares argentinos. Sus frentes están recubiertos de material morrénico y debajo de ellos se encuentra un relieve erosivo y tienen un centro de acumulación común, llegando sus frentes a cotas entre los 900 y 1.400 msnm. Estos glaciares están en retroceso dando origen a varios lagos proglaciares.

Los glaciares de la zona del Tronador han experimentado un marcado retroceso durante el siglo XX. Este comportamiento coincide con observaciones realizadas en otras regiones montañosas del mundo y ha sido considerado por los expertos como una de las evidencias naturales más claras del marcado calentamiento del planeta durante las últimas décadas. El retroceso de los glaciares en la zona del Tronador sólo ha sido interrumpido por pequeños avances que no han logrado revertir la tendencia negativa generalizada [90]. Hasta el momento, las evidencias existentes indican que los glaciares del monte Tronador han sufrido fluctuaciones significativas y aproximadamente sincronizadas durante el último milenio, lo que lleva a pensar que estarían respondiendo principalmente

a un patrón climático común. A partir de 1976 – 1977, y hasta la actualidad, el clima en la región norpatagónica se ha caracterizado por ser mayormente seco y cálido [90]. Los glaciares están respondiendo en forma similar a las variaciones climáticas regionales lo que indica que podrían ser usados de forma confiable como indicadores naturales para el estudio de los cambios climáticos ocurridos en la zona durante los últimos siglos.

IV.10.4. Glaciares en los Andes Centrales áridos

Aspectos regionales:

Los Andes Centrales conforman el segmento más elevado de la Cordillera de los Andes y albergan varios cerros de más de 6.000 m de altura entre los que se destaca el Cerro Aconcagua con casi 6960 m sobre el nivel del mar. La Figura 4.95 muestra una vista desde el espacio del sector norte de los Andes Centrales con numerosas cumbres nevadas que albergan glaciares.



Figura 4.95. Sector norte de los Andes Centrales [69].

La mayor parte de las precipitaciones en los Andes Centrales ocurre durante el invierno y proviene del Océano Pacífico. Por ello, la vertiente occidental chilena habitualmente recibe mayores precipitaciones que la vertiente oriental argentina. Sin embargo, la vertiente oriental puede recibir aportes esporádicos de precipitación desde el este provenientes del Océano Atlántico. Estas características ambientales determinaron la formación favorable de glaciares en simas y laderas de cordillera.

Existen muy pocas estaciones meteorológicas de altura en la Argentina y en Chile, pero los pocos datos disponibles indican que entre los 31°y 33° las precipitaciones en la vertiente varían alrededor de los 200 - 400 mm anuales mientras que más al sur, entre los 35°-36°S, las precipitaciones pueden llegar a los 700 – 1.000 mm por año dependiendo de las condiciones locales. Se han realizado diversos trabajos sobre temas relacionados a los glaciares de los Andes Centrales de Chile y Argentina. También existen algunos inventarios de glaciares en el sector argentino y chileno, pero en general éstos sólo cubren cuencas o áreas específicas [91].

Cuenca del Río Mendoza:

Las mediciones realizadas en 1982 [92] indicaron que, para esa época, los glaciares en la cuenca del Río Mendoza cubrían 647 km², de los cuales 304 km² correspondían a hielo descubierto y 343 km² a hielo cubierto por detrito, representando aproximadamente un 10,5% del total del área en la cuenca del Río Mendoza. En el sector oriental del Cordón del Plata y del Portillo, en la cuenca del Río Tunuyán, Provincia de Mendoza, el área englaciada era de 144 km², de los cuales el 40% corresponde a hielo descubierto y el 60% a hielo cubierto.

Las fluctuaciones del Glaciar de las Vacas y del Glaciar Güssfeldt, ubicados en las cercanías del Cerro Aconcagua a unos 10 km al este del Glaciar Piloto Este, han sido estudiadas utilizando información histórica (incluyendo fotos y un mapa de Fitz Gerald de 1896-1897), fotos aéreas, imágenes satelitales y relevamientos de campo. La Figura 4.96 muestra los distintos frentes determinados entre 1896 y 2005. Esta información indica que entre 1896-97 y 2005 estos dos glaciares han experimentado un retroceso bastante pronunciado sólo interrumpido por pequeños avances o periodos de estabilidad. El frente

del Glaciar de las Vacas retrocedió unos 3.040 m entre 1896 y 1974, avanzó posteriormente unos 690 m entre 1974 y 2003 y retrocedió levemente a partir de 2003. El Glaciar Güssfeldt, por su parte, retrocedió aproximadamente 5.000 m entre 1896 y 1999 con pocos cambios entre 1999 y 2005 [93].

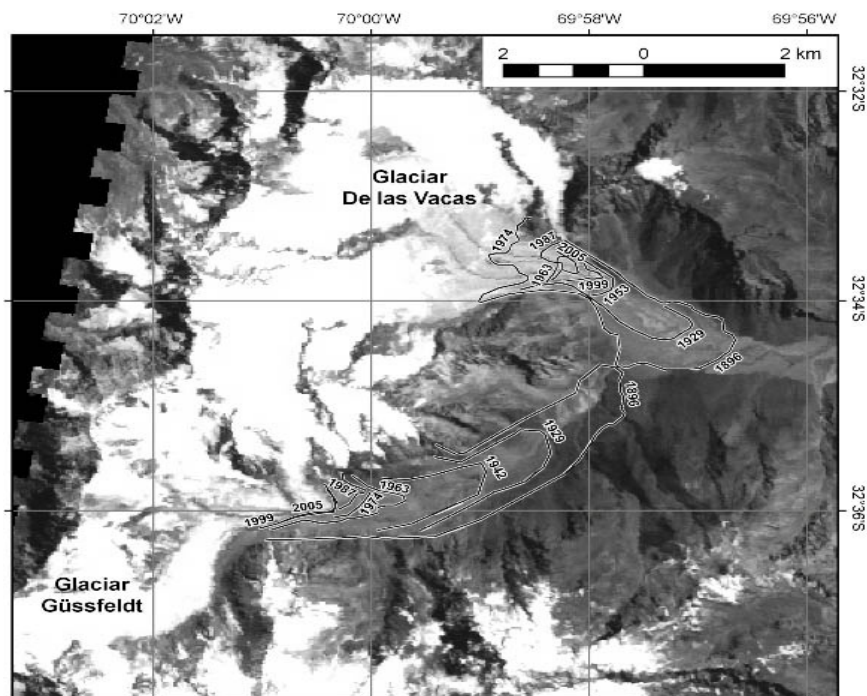


Figura 4.96. Fluctuaciones de los glaciares de las Vacas y Güssfeldt en el tiempo [93].

Los glaciares de las Vacas y Güssfeldt son glaciares politermales con descarga de aguas subglaciares durante todo el año, con presencia de procesos fluvio-glaciales erosivos y formación de morrenas laterales con hielos enterrados (Figura 4.97).

En la vertiente occidental, desde la cuenca del Río Aconcagua hasta la cuenca del Río Maule (VII Región, Chile), el área presenta un clima semiárido en la parte norte y más templado y húmedo hacia el sur. En esta región, las

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

principales alturas son los cerros Tupungato (6.570 m), Marmolejo (6.108 m) y El Plomo (5.430 m), más los volcanes San José (5.856 m) y Maipo (5.264 m). En la zona centro se han inventariado, hasta ahora, un total de 1.500 glaciares con una superficie de hielo de 1.019,26 km² que es la segunda mayor área después de los Campos de Hielo Patagónico Austral.



Figura 4.97. Frente del glaciar de las Vacas con morrena frontal y su amplia área de planicie fluvio-glacial [57].

La cuenca del Aconcagua presenta un total de 267 glaciares, con una superficie de 151,25 km² [94]. La altura en donde se localizan estos glaciares varía entre 3.500 y 3.900 msnm [95]. En la Figura 4.98 se muestra una vista de uno de los glaciares principales, el Glaciar de Morado.



Figura 4.98. Vista de la vertiente andina occidental. En el centro, el Glaciar de Morado [96].

El Maipo es uno de los principales ríos de Chile central, abastece la zona con mayor densidad poblacional y la ciudad de Santiago de Chile. La cuenca del Maipo incluye las de los ríos Mapocho, Colorado, Yeso y el Estero San José. En esta cuenca estaban inventariados 647 glaciares que cubren una superficie de 164,72 km². Su ubicación se encuentra entre las cotas de 3.730 y 4.200 msnm [97]. La fusión de los hielos en la cuenca del río Maipo es de vital importancia para sostener los caudales en períodos secos de verano y su aporte, según el año, representa entre un 30% y un 67% del total.

IV.10.5 Glaciares en los Andes Centrales desérticos

Hasta fechas recientes para la zona de los Andes desérticos no se poseía información precisa sobre el número, ubicación y tamaño de sus glaciares. Algunos escasos inventarios realizados previamente representaron los primeros intentos para estimar la extensión de hielo y formas periglaciales en esta región de Andes. Aquí se detalla un breve resumen de lo que hoy se conoce sobre esta región.

Glaciares de la vertiente occidental:

Según la información disponible, en el norte de Chile existe un área de glaciares, reducida si se la compara con el centro, el sur y la zona austral de dicho país. Al analizar estos datos se debe considerar que aún no se han realizado para esta zona inventarios que incluyan la identificación de glaciares cubiertos. Una razón para ello es que los estudios se han focalizado sólo en algunos cuerpos de hielo y detritos. Los glaciares del sector se clasifican como glaciares fríos debido a que en estas regiones la cordillera andina presenta gran altura, y los cuerpos de hielo están ubicados por sobre los 4.300-4.700 msnm donde las temperaturas son muy bajas [98].

Por ello, para la génesis de este tipo de glaciares tienen mucha importancia las variaciones de precipitaciones interanuales, más que el aumento o disminución de la temperatura. Los fenómenos de El Niño y La Niña son los que principalmente determinan la acumulación de nieve sobre estos cuerpos de hielo perenne. El primer inventario de glaciares de este sector fue realizado hace más de veinte años [99] y abarca un área glacial de 115,68 km² que corresponde a superficies de hielo expuesto. En esta zona no se posee aún mayor conocimiento sobre la existencia de hielos glaciares enterrados o glaciares de roca.

Glaciares de la vertiente oriental:

Desde fines de la década de 1970 y durante la de los '80 en la parte oriental de la vertiente de los Andes desérticos se relevaron glaciares en el área de la cuenca superior del Río San Juan. Según el IANIGLA, en 1963 existían cuerpos de hielo y grandes manchones de nieve con una superficie total de 556,0 km² distribuida de la siguiente forma: el Río Castaño 93,24 km², el Río Blanco 286,90 km² y el Río de los Patos 175,88 km² [100].

Los principales glaciares de los Andes centrales desérticos son el Agua Negra y los glaciares de los valles de los ríos Los Amarillos, Turbio, Canito y Potrerillos.

El Glaciar Agua Negra tiene una longitud aproximada de 2.3 km con un ancho promedio de 550 m. Es un glaciar de hielo descubierto con una parte frontal de glaciar de roca [101]. La parte descubierta del Glaciar Agua Negra posee un área de 1,2 km². Su cota máxima es de 4.970 metros, y su cota mínima de 4.550 metros. Los límites del glaciar son escarpados en el flanco occidental, y suaves en la cabecera norte y costado oriental (Figura 4.99).



Figura 4.99. Frente del glaciar Agua Negra [101].

La superficie en la parte superior es regular y se ve afectada sólo por grietas. En el frente se observan espesos depósitos de drift glaciario. El material detrítico acumulado en bordes y laderas del glaciar está compuesto principalmente por bloques y clastos angulosos de mediano y gran tamaño, sin dejar zonas en donde aflore el lecho de roca. Según estudios muy recientes realizados por la Universidad Nacional de San Juan (Argentina) sobre los glaciares sanjuaninos, el Agua Negra está retrocediendo y reduciendo su superficie si se comparan las aerofotos e imágenes satelitales desde 1960 hasta la actualidad.

La reducción de su superficie fue de un 18,5% en el periodo 1960 – 2002, pero a partir de 2002 el glaciar se mantiene estable [102]. El Glaciar Agua Negra aporta sus aguas de ablación directamente al Arroyo Agua Negra.

Las sub-cuencas de los ríos Los Amarillos, Turbio, Canito y Potrerillos se desarrollan alrededor de los 29° - 30° S y cubren un área de unos 130 km². Los glaciares principales en esta zona son el Potrerillos, el Canito, el C34 y el Guanaco (Figura 4.100). Las aguas de ablación de los glaciares alimentan al

río las Taguas, el cual es a su vez un tributario del Río Jáchal, en la Provincia de San Juan. Las elevaciones varían entre los 3.500 msnm en la cuenca del Río Taguas hasta 5.500 msnm en el límite internacional con Chile en la zona de cabecera de las subcuencas (Los Amarillos, Turbio, Canito y Potrerillos).

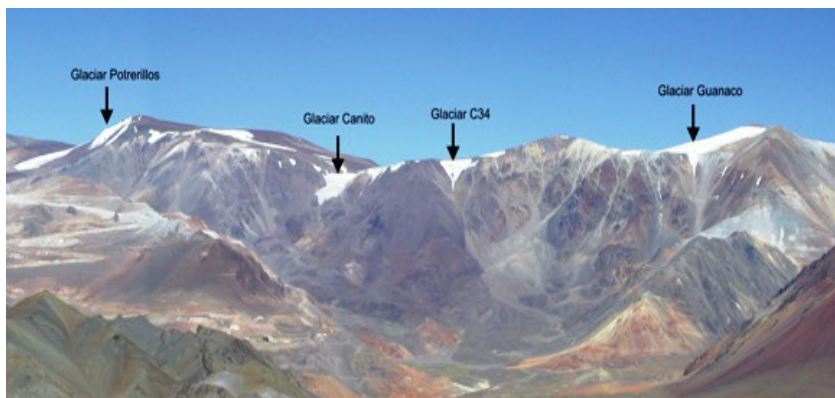


Figura 4.100. Ubicación típica de los glaciares de altura en los Andes desérticos [74].

Las precipitaciones muestran un régimen muy particular ya que dependen fuertemente del efecto climático de “El Niño”. En los años normales promedian 100 - 110 mm/año mientras que cuando reciben el efecto de “El Niño” llegan a 400 - 430 mm. La temperatura media anual a 4.900 msnm es -6.8°C . Las temperaturas máximas en este nivel alcanzan los $8 - 9^{\circ}\text{C}$ en verano y las mínimas llegan a -20°C en invierno. Los glaciares en la zona eran relativamente poco conocidos y su estudio detallado estuvo relacionado con la puesta en marcha de dos importantes proyectos mineros: Veladero y Pascua Lama.

Durante las evaluaciones de impacto ambiental de esos proyectos se realizaron investigaciones glaciológicas en las que el IANIGLA produjo contribuciones significativas. A partir de 2006 se puso en marcha el monitoreo de glaciares en la zona, en conjunto con el primer inventario [103] que, posteriormente, fue actualizado [104].

El área glacial total es de 3,25 km² (medida el 26/03/2007) y el área de hielo cubierto (glaciares de rocas y parte marginal de glaciares) es de 1,26 km², siendo identificados y clasificados 6 glaciares, 15 manchones de nieve perennes (mayores que 0,1 Ha) y 8 glaciares de roca activos tipo criogénico.

El control topográfico de formación de glaciares es muy significativo, los glaciares se desarrollan en las vertientes frías en sotavento, mayormente con orientación sur-este. Esta característica sobre la ubicación de los mismos fue observada previamente en otras regiones de los Andes Desérticos.

Los glaciares de las cuencas Los Amarillos, Turbio, Canito y Potrerillos se encuentran documentados desde 1959, año en que se realizó un vuelo donde se tomaron fotografías aéreas. Entre 1959 y 2007 el área de los glaciares de la zona y manchones de nieve se redujo un 15%. Esto puede verse en la Figura 4.101 que en su parte inferior muestra la evolución del área total de glaciares y la tendencia lineal entre 1959-2007. Esta tendencia se encuentra claramente desarrollada, por ejemplo, en la reducción de superficie del glaciar Canito que perdió 40% a lo largo del mismo período. Según estudios más recientes del IANIGLA, este retroceso continúa (Figura 4.102).

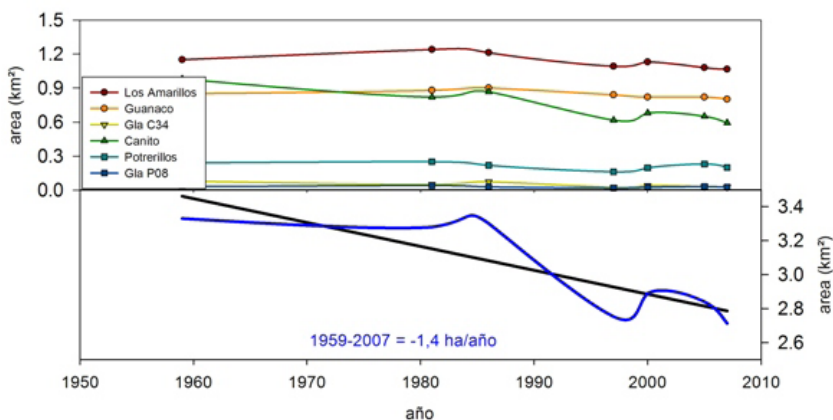


Figura 4.101. Fluctuaciones de los glaciares de las cuencas de Los Amarillos, Turbio, Canito y Potrerillos.

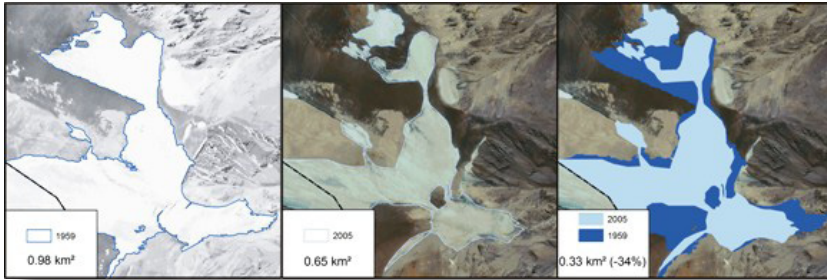


Figura 4.102. Retroceso del glaciar Canito entre 1959 y 2005.

Como se ve de estos datos, a pesar de que la tendencia negativa sufrió una reversión moderada a finales de la década del '90 -probablemente por la intensidad y frecuencia de los eventos de “El Niño” en las décadas del '80 y del '90 durante los cuales las precipitaciones fueron entre tres y cuatro veces superiores a los años “normales”- el retroceso es evidente. Este patrón de comportamiento es similar al observado en otros glaciares de los Andes Áridos de Argentina [105, 106].

Referencias

- 1.- Shumskiy P.A. (1975). *Los Glaciares. M.*, Enciclopedia Soviética. GSE, T. 14, p. 781-789.
- 2.- Kotlyakov V. M. (2007). *Previsión de Glaciología*. En el libro: La glaciación del norte de Eurasia en el pasado reciente y el futuro próximo, Nauka, p. 263-266.
- 3.- De Angelis H. (2009). *El Manto de Hielo Antártico: Estructura Interna, Dinámica y Estabilidad*. En: Silva Busso (2009), El Agua en el Norte de la Península Antártica, INA, DNA-IAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara Cap.4 p: 105 - 130, Buenos Aires, Argentina.
- 4.- Boulton, G.S. y A.S. Jones. (1979). *Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment*. Journal of Glaciology 24, 29-42.
- 5.- Kamb, B. (2001). *Basal zone of the West Antarctic ice streams and its role in the lubrication of their rapid motion*. En: R.B. Alley y R.A. Bindschadler (Eds.): "The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment", American Geophysical Union, Antarctic Research Series 77, 157-199.
- 6.- Kotlyakov, V.M. y N.A. Smolyarova. (1990). *Elsevier's Dictionary of Glaciology*. Elsevier.
- 7.- Schwerdtfeger, W. (1984). *Weather and climate of the Antarctic*. Elsevier, Amsterdam.
- 8.- Skvarca, P. y H. De Angelis. (2003). *Impact assessment of climatic warming on glaciers and ice shelves on northeastern Antarctic Peninsula*. In: Domack, E., A. Burneet, A. Leventer, P. Conley, M. Kirby and R. Bindschadler (Eds.) "Antarctic Peninsula Climate Variability: A Historical and Palaeoenvironmental Perspective", American Geophysical Union, Antarctic Research Series 79, 69-78.
- 9.- De Angelis H. (2009). *El Manto de Hielo Antártico: estructura interna, dinámica y estabilidad*. En "El agua en el norte de la Península Antártica", Silva Busso A. (Ed.), Fundación Historia Natural Félix de Azara, Buenos Aires.
- 10.- Jezek, K. (2002). *RAMP AMM-1 SAR Image Mosaic of Antarctica*. Fairbanks, AK: Alaska Satellite Facility, in association with the National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. Digital media.

- 11.- King, J.C. y J. Turner. (1997). *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge University Press, 409 pp.
- 12.- Simmonds, I. y K. Keay. (2000). *Mean southern hemisphere extratropical cyclone behaviour in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis*. Journal of Climate 13 (5), 873-885.
- 13.- Lythe, M.B., D.G. VAUGHAN y el CONSORCIO BEDMAP. (2001). *A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica*. Journal of Geophysical Research 106, B6, 11335-11351.
- 14.- Bennett, M.R. (2003). *Ice streams as the arteries of an ice-sheet: their mechanics, stability and significance*. Earth-Science Reviews 61, 309-339.
- 15.- Paterson, W.S.B. (1994). *The Physics of glaciers*. Pergamon, Nueva York.
- 16.- Mercer, J. (1978). *West Antarctic ice sheet and CO2 greenhouse effect: a threat of disaster*. Nature 271 (5643), 321-325.
- 17.- Skvarca, P., W. Rack, H. Rott y T. Ibarzábal y Donángelo. (1999). *Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula: an overview*. Polar Research 18 (2), 151-157.
- 18.- RIGNOT, E. y R.H. Thomas. (2002). *Mass balance of polar ice sheets*. Science 297 (5586), 1502-1506.
- 19.- Mercer, J.H.. (1978). *West Antarctic Ice Sheet and CO2 Greenhouse Effect: A Threat of Disaster*. Nature 271: 321-25.
- 20.- Skvarca, P., W. Rack, H. Rott y T. Ibarzábal Y Donángelo. (1998). *Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula*. Annals of Glaciology 27, 628-632
- 21.- De Angelis, H. y P. Skvarca. (2003). *Glacier surge after ice shelf collapse*. Science 299 (5612), 1560-1562.
- 22.- Rau, F. y M. Braun. (2002). *The regional distribution of the dry snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70° South*. Annals of Glaciology 34, 95-100.
- 23.- http://es.wikipedia.org/wiki/Capa_de_hielo_de_Groenlandia

24. - <http://www.redes-cepalcala.org>
- 25.- **Global Glacier Changes: Facts and Figures.** United Nations Environment Programme DEWA GRID-Europe.
- 26.- Sherriff. L. (2005). *Satellite shows Greenland's ice sheets getting thicker*
http://www.theregister.co.uk/2005/11/07/ice_sheets_thickening
27. - http://es.wikipedia.org/wiki/Capa_de_hielo_de_Groenlandia
- 28.- Ommanney, C. Simon L. (2006). "*Glaciers of the Canadian Rockies Satellite Image Atlas of Glaciers of the World.* U.S. Geological Survey.
- 29.- http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Crowfoot_Glacier.jpg
- 30.- http://en.wikipedia.org/wiki/File:Hubbard_Glacier_Alaska_Map.jpg
- 31.- Russell F. C. and Russell L. O. (2002). *Water Resources of Alaska Glacier and Snow Program.* U.S. Geological Survey. January 3.
- 32.- <https://2mp.conae.gov.ar/index.php/materialeseducativos/imagenesdestacadas/141-glaciari-malaspina--landsat-5tm--13-de-septiembre-de-2010>
- 33.- <https://www.google.com.ar>. (glaciares + Alaska)
- 34.- http://commons.wikimedia.org/wiki/File:W_W_Svalbard_LandSat735.-
[http:// NASA, Visible Earth Project](http://NASA,VisibleEarthProject)
- 36.- [http://commons.wikimedia.org/wiki/ Tierra de Francisco](http://commons.wikimedia.org/wiki/Tierra_de_Francisco)
- 37.- (http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Satellitenaufnahme_der_Alpen.jpg)
- 38.- <https://www.google.com.ar/search?q=glaciares+en+alpes>
- 39.- http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Grosser_Aletschgletscher40.-
[http://www.Wikipedia/Peninsula escandinava htm](http://www.Wikipedia/Peninsula_escandinava.htm).
- 41.- <http://elbauldejosete.wordpress.com/2008/05/04/glaciari-jostedal>
- 42.- [http://www.upload.wikimedia. /Caucasus.A2001306.0815.250m.jpg](http://www.upload.wikimedia./Caucasus.A2001306.0815.250m.jpg)

- 43.- (http://commons.wikimedia.org/wiki/File:tian_shan_sat.jpg)
- 44.- <http://www.ub.edu/geoimatge/es/content/grandes-glaciares-de-valle-en-la-montaña>
- 45.- *Glaciares de Tadjikistan*. (2003). Duchanbe, Departamento principal de defensa de medio ambiente, Informe inédito, 73 p. (en Ruso).
- 46.- http://es.wikipedia.org/wiki/Glaciär_Fedchenko
- 47.- <http://wikipedia, la enciclopedia libre.mht Tibet 2\Himalaya>
- 48.-<http://de.wikipedia.org/wiki/Furtwängler>
- 49.- <http://www.geology.ohio-state.edu/new>
- 50.- <http://www.govt.doc.nz>
- 51.- <http://toocselver.org/geohack>
- 52.- http://www.easternsnow.org/proceedings/2004/kincaid_and_klein.pdf
- 53.- <http://www.the.jakartaglobe.com/news/papua-glaciers-secrets>
- 54.- French, H.M. (1996). *Periglacial Enviroment*. 2nd Ed. Addison Wesley Longman, London and New York, 341.
- 55.- Brodikowski, K., and A.J. Van Loon. (1991). *Glasigenic Sediments*. Elsever, 674.
- 56.- *Moreniu - istochnik glaciologicheskoy informazii (Morenas - la fuente de la información glaciológica)*. (1989). Moscú, Nauka, 236. (En Ruso).
- 57.- Ermolin, E. and A. Gorbunov. (1990). *Podzemnye ldy v drevnij morenaj Tian-Shany I Pamira. (Hielos subterrneos en morenas antiguas de Tian-Shan y Pamir)*. Datos de estudios glaciológicos. Part. 71. Acad. de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, 112-121. (En Ruso).
- 58.- Skvarca P., H. De Angelis. (2001). *Bathymetric survey in the vecinity of calving Glaciär Upsala, Lago Argentino, Southern Patagonia, Argentina*. In

M. Aniya and R. Naruse (eds.) *Glaciological and Geomorfological Studies in Patagonia, 1998 and 1999*, 131-140.

59.- Del Valle, R., P. Skvarca, M. Mancini and J. Lusk. (1995). *A preliminary study of sediment cores from Lago Argentino, and fluctuations of Moreno Glacier, Patagonia*. *Bulletin of Glacier Research*, 13, 121-126.

60.- Takeuchi, Y., R. Naruse and P. Skvarca. (1996). *Annual air-temperature measurement and ablation estimate at Moreno Glacier, Patagonia*. *Bulletin of Glacier Research*, 14, Japanese Society of Snow and Ice, 23-28.

61.- Casassa, G. (1995), <http://www.glims.org/>

62.- Rosenblüth, B., H. Fuenzalida & P. (1997). *Recent temperature variations in southern South America*. *International Journal of Climatology*, 17, 67-85.

63.- http://www.los6000dechile.cl/pdf/bch_cumbres_13_llullaillaco.pdf

64.- <http://www.panoramio.com/photo>

65.- Image MODIS Land Rapid Respons

66.- Iturraspe, R. (2011). *Glaciares de Tierra del Fuego*. Editorial Dunkel. Buenos Aires, 184..

67.- <http://www.comapa.com/es/excursiones>

68.- <http://www.Glaciares en Argentina/Glaciares en Tierra del Fuego>

69.- Image Science & Analysis Laboratory de la NASA

70.- Rivera, A., T. Benham, G. Casassa, J. Bamber & J. Dowdeswell. (2007). *Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile*” *Global and Planetary Change*, 59, 126-137.

71.- Imagery/Harris Corp, Earthstar Geographics LLC, NAVTEQ

72.- <http://www.ecoargentina.org/impacto-ambiental/glaciar-san-rafael-chile>

73.- Rivera, A. & Casassa, G. (2002). *Detection of Ice Thickness using radio echo sounding on the Southern Patagonia Icefield*. In: *The Patagonian*

Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies. CASASSA, G., F. SEPÚLVEDA & R. SINCLAIR (Eds.) Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 101-115.

74.- <http://www.glaciares.org.ar/>

75.- www.glaciologia.cl

76.- Skvarca, P. and H. De Angelis. (2003). *First cloud-free Landsat TM image mosaic of Hielo Patagónico Sur, southwestern Patagonia, South América*. Contribución N° 535, Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino.

77.- Aniya, M. and P. Skvarca. (1992). *Characteristics and Variations of Upsala and Moreno glaciers, Southern Patagonia*. Bulletin of Glacier Research, 10, 39-53.

78.- Hoffmann, J.A.J., S.E. Nuñez and W.M. Vargas. (1997). *Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent sub-antarctic region during the present century*. Meteorol. Z.N.F. 6, 3-11.

79.- Cassassa, G., A.Rivera, M. Aniya Y R. Naruse. (2001). *Características glaciológicas del Campo de Hielo Patagónico Sur*. In M. Aniya and R. Naruse (eds.) Glaciological and Geomorfological Studies in Patagonia, 1998 and 1999. 95-110.

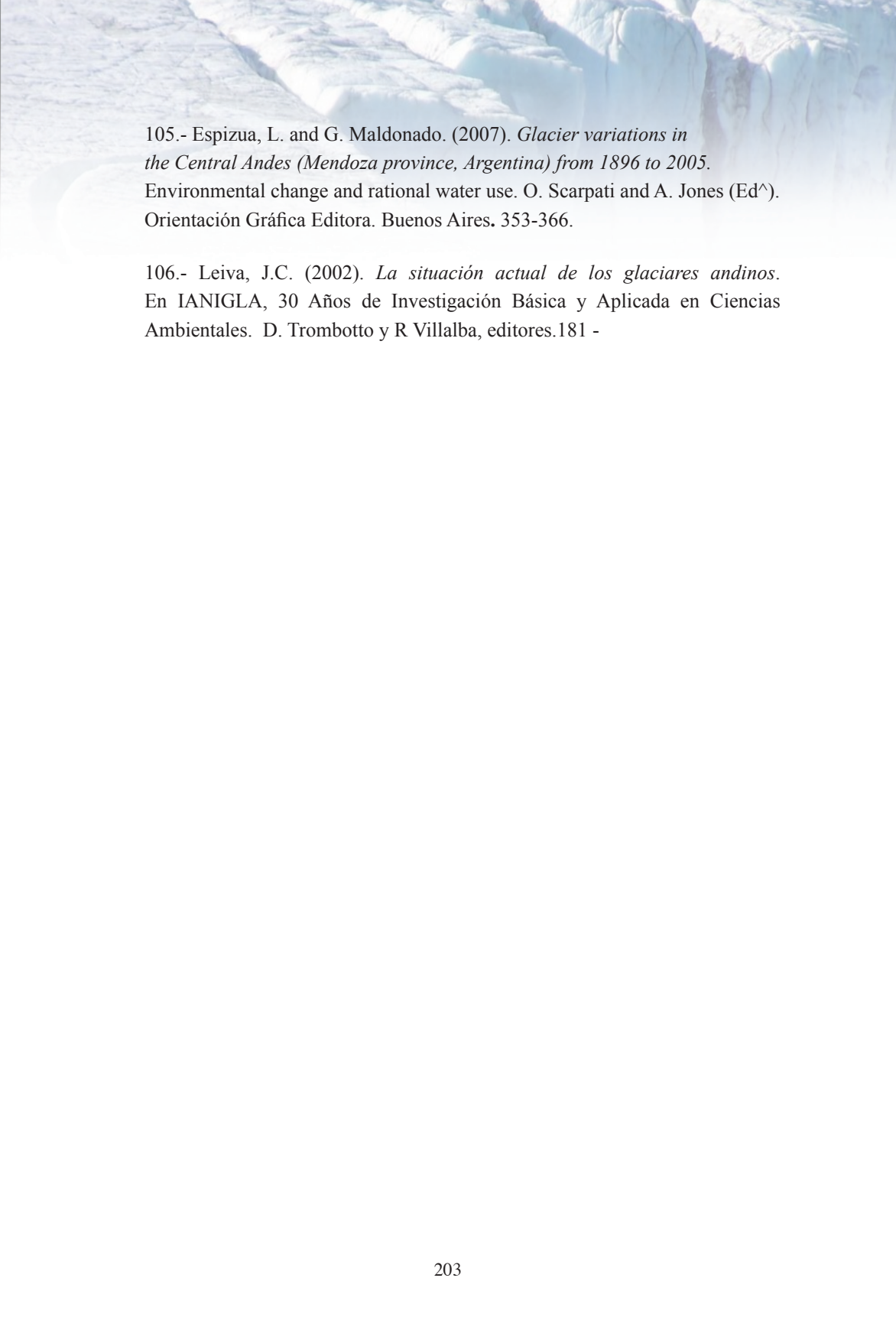
80.- Naruse, R. and P. Skvarca. (2000). *Dynamic Features of Thinning and Retreating Glaciar Upsala, a Lacustrine Calving Glacier in Southern Patagonia*. Arctic, Antarctic and Alpine Research, Vol. 32 (4), 485-491.

81.- Rott, H., M. Stuefer, W. Rack, P. Skvarca AND A. Eckstaller. (1998). *Mass fluxes and dynamics of Moreno Glacier, Southern Patagonia Icefield*. Gephysical Res. Letters, Vol. 25, N° 9, 1407-1410.

82.- Aniya, M., Naruse, R., Casassa, G., & Rivera, A. (1999). *Variations of Patagonian glaciers, South America, utilizing RADARSAT images*. Proceedings of the International Symposium on RADARSAT Application Development and Research Opportunity (ADRO), Montreal, Canada, October 13-15, 1998, CD-ROM.

- 83.- Stuefer, M. (1999). *Investigations on mass balance and dynamics of Moreno Glacier based on field measurements and satellite imagery*. PhD thesis. University of Innsbruck, Austria,
- 84.- Aniya, M., H. Sato, R. Naruse, P. Skvarca AND G. Casassa. (1996). *The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America*. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. Vol. 62, N° 12, 1361-1369
- 85.- Aniya, M., A.S. Dhakal, S. Park, AND R. Naruse. (2000). *Variations of Patagonian glaciers, South America, using Radarsat and Landsat images*. Can. Jour. of Remote Sensing 26 (6), 501-511.
- 86.- Naruse, R., P. Skvarca, K. Satow, Y. Takeuchi and K. Nishida. (1995). *Thickness change and short-term flow variation of Moreno Glacier, Patagonia*. Bulletin of Glacier Research, 13, 21-28, Japanese Society of Snow and Ice.
- 87.- Lucas, R. (2010). *Glaciares del noroeste de Chubut*. Contribución IANIGLA-CONICET Mendoza.
- 88.- Rivera, A. (1989). *Inventario de Glaciares entre las cuencas de los ríos Bio Bio y Petrohué. Su relación con el vulcanismo activo: caso volcán Lonquimay*. Memoria de Título, escuela de Geografía, Universidad de Chile, Santiago.
- 89.- <http://www.tronador.com>
- 90.- Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B. H., Lascano, M. E., Delgado S. y Stepanek, P.(2007). *20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia*. Global and Planetary Change.
- 91.- <http://www.Inventario de glaciares de Argentina> y <http://www.Inventario de glaciares de Chile>
- 92.- Espizua, L. (1983). *Glacier and moraine inventory on the eastern slopes of Cordón del Plata and Cordón del Portillo, Central Andes, Argentina*. INQUA Symposia on the genesis and lithology of Quaternary deposits. USA, Argentina. 1981-1982. A. Balkema, 381-395.

- 93.- Espizua, L., and Maldonado, G.. (2007). *Glacier variations in the Central Andes (Mendoza, Argentina), from 1896 to 2005*. In: Environmental change and rational water use..
- 94.- *Balance glaciológico e hídrico del glaciar Nef, campo de hielo norte, y catastro de glaciares de algunas cuencas de la zona central y sur del país*. (2008). Volumen ii realizado por: centro de estudios científicos (cecs) s.i.t. n°166 Santiago, 38.
- 95.- Bown, F., Rivera, A., Acuña, C. (2008). *Recent glaciers variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes*. Annals of Glaciology, **48**, 43-48.
- 96.- <http://www.educarchile.cl>
- 97.- Marangunic, C. (1979). *Inventario de glaciares en la Hoya del río Maipo. Informe sobre el inventario de en las sub-hoyas del Río Maipo Superior y Estero Angostura*. Santiago. Chile. 174.
- 98.- Grosjean, M., Messerli, B., Schreier, H. (1991). **Seehochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles**. Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte der Atacama. Erste resultate. Bamberger Geographische Schriften 11, 99–108.
- 99.- Garín, C. (1987). *Inventario de Glaciares de los Andes Chilenos desde los 18° a los 32° de latitud sur*. Revista de Geografía Norte Grande, 14, 35-48.
- 100.- Aguado, C. J. (1982). *Inventario de glaciares de la cuenca del Río de los Patos*. Provincia de San Juan.
- 101.- www.andesdeciertic/glaciaraguanegra.cl
- 102.- <http://www.editorialrn.com.ar>
- 103.- Espizua, L. E., L. Ferri Hidalgo, et al. (2006). *Ambiente y procesos glaciales y periglaciales en Lama-Veladero, San Juan, Argentina*. IANIGLA, 80.
- 104.- Pitte et al. (2010). *Glacier inventory in the Desert Andes of San Juan, Argentina (29°20'S)*. Congreso: Ice and climate change: A view from the Routh. Valiva, Chile.



105.- Espizua, L. and G. Maldonado. (2007). *Glacier variations in the Central Andes (Mendoza province, Argentina) from 1896 to 2005*. Environmental change and rational water use. O. Scarpati and A. Jones (Ed[^]). Orientación Gráfica Editora. Buenos Aires. 353-366.

106.- Leiva, J.C. (2002). *La situación actual de los glaciares andinos*. En IANIGLA, 30 Años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales. D. Trombotto y R Villalba, editores.181 -



- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

CAPÍTULO

V



Glaciares y medio ambiente



- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

V.1. Introducción

Las interacciones de los glaciares con el medio ambiente pueden tener diversos orígenes y consecuencias. En principio, se pueden identificar dos tipos de interacciones: las que ocurren naturalmente debido a las condiciones de variabilidad climática presentes en un área determinada y las que se deben a factores exógenos, como pueden serlo las actividades antrópicas o las de la fauna que se encuentra en la zona periglacial.

En relación con los factores antrópicos es importante distinguir entre los que, como el incremento de gases de efecto invernadero en la atmósfera, inducen modificaciones climáticas a escala planetaria y aquellos que corresponden a actividades que se desarrollan directamente en la zona de existencia del glaciar.

Cuando se trata de efectos a escala planetaria, como es el caso del cambio climático inducido por los gases de efecto invernadero, es poco lo que se puede hacer en relación con su acción sobre los glaciares. En cambio, cuando hay interacción antrópica directa con un glaciar el problema es comprender adecuada y cabalmente el efecto que esas actividades, que se ejecutan en las zonas de inmediata proximidad a los glaciares puedan tener sobre ellos. Esto implica, en primer lugar, tener un conocimiento profundo sobre la condición del glaciar, en épocas pasadas y su evolución futura, ya que no es lo mismo llevar a cabo operaciones de ingeniería en las inmediaciones de un glaciar que está en extinción que cerca de un glaciar estacionario o en crecimiento. En segundo término, los procesos y operaciones a llevar a cabo deben estar perfectamente comprendidos y las consecuencias de su ejecución claramente determinadas. Sólo sobre la base del cumplimiento de estas dos condiciones puede llevarse a cabo correctamente un estudio de impacto ambiental.

En cuanto a las interacciones naturales del glaciar con el ambiente hay dos aspectos que tienen gran importancia y que deben ser considerados con detalle:

- El impacto de la actividad volcánica sobre los glaciares
- El papel que juegan los glaciares en la hidrología y la hidrogeología de la zona periglacial

En el resto del capítulo se consideran ambos aspectos.

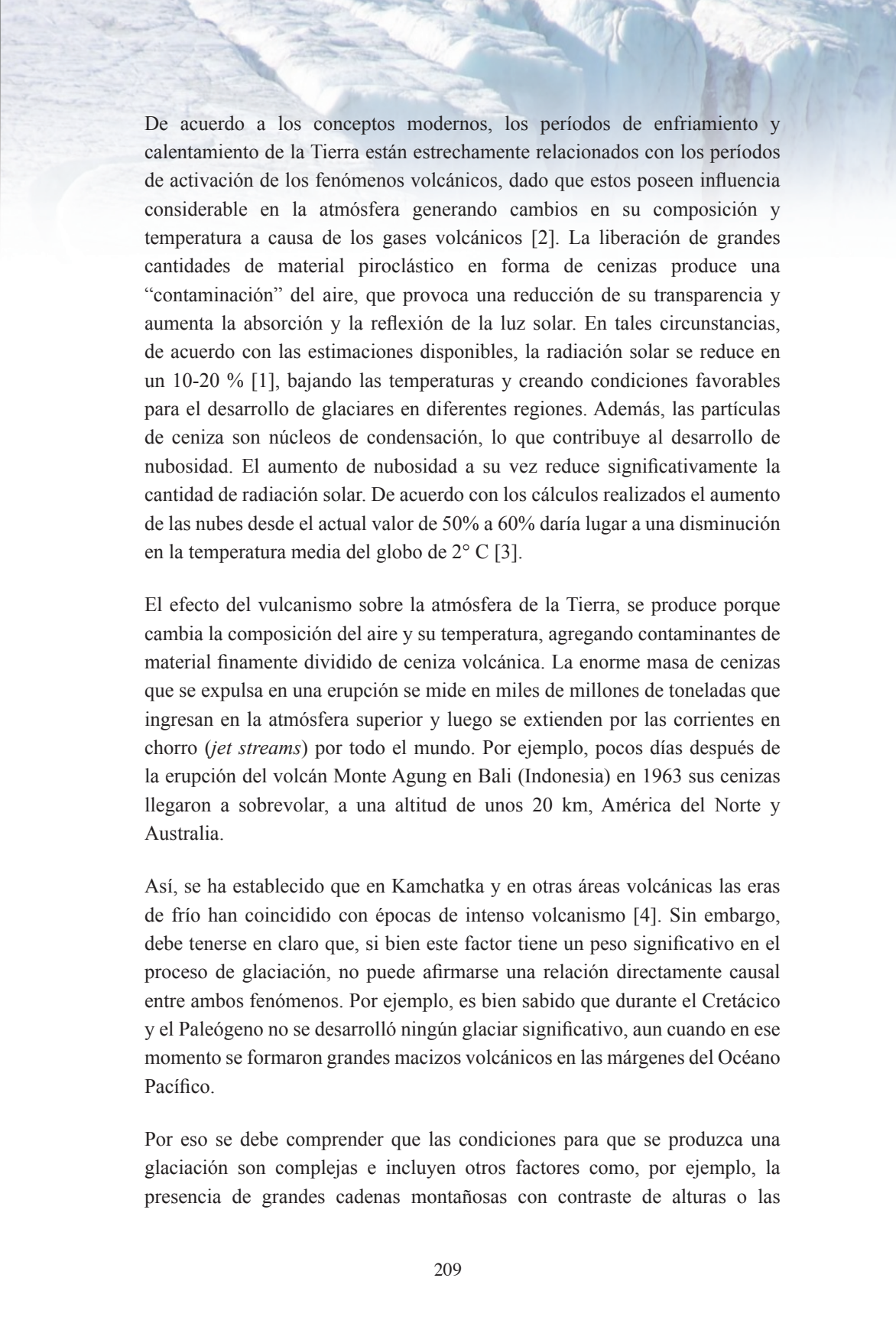
V.2. Glaciares y vulcanismo



Figura 5.1. Toma de mediciones sobre un glaciar durante una erupción [1].

V.2.1. El papel del vulcanismo en las glaciaciones

La relación entre el sistema glaciar y el vulcanismo es muy compleja y depende de causas relacionadas con su ubicación, clima, tiempo de erupción e influencia indirecta sobre la atmosfera. En realidad, cualquier erupción grande produce cambios en las condiciones climáticas a nivel regional, o mundial, que puede llegar a desarrollar un efecto de *invierno volcánico* [1]. Un invierno volcánico es la reducción de temperatura a nivel regional o mundial causada por las cenizas volcánicas en suspensión atmosférica y las gotas de ácido sulfúrico que obstaculizan el paso de los rayos del Sol. Este fenómeno se suele producir tras una erupción volcánica de gran intensidad.



De acuerdo a los conceptos modernos, los períodos de enfriamiento y calentamiento de la Tierra están estrechamente relacionados con los períodos de activación de los fenómenos volcánicos, dado que estos poseen influencia considerable en la atmósfera generando cambios en su composición y temperatura a causa de los gases volcánicos [2]. La liberación de grandes cantidades de material piroclástico en forma de cenizas produce una “contaminación” del aire, que provoca una reducción de su transparencia y aumenta la absorción y la reflexión de la luz solar. En tales circunstancias, de acuerdo con las estimaciones disponibles, la radiación solar se reduce en un 10-20 % [1], bajando las temperaturas y creando condiciones favorables para el desarrollo de glaciares en diferentes regiones. Además, las partículas de ceniza son núcleos de condensación, lo que contribuye al desarrollo de nubosidad. El aumento de nubosidad a su vez reduce significativamente la cantidad de radiación solar. De acuerdo con los cálculos realizados el aumento de las nubes desde el actual valor de 50% a 60% daría lugar a una disminución en la temperatura media del globo de 2° C [3].

El efecto del vulcanismo sobre la atmósfera de la Tierra, se produce porque cambia la composición del aire y su temperatura, agregando contaminantes de material finamente dividido de ceniza volcánica. La enorme masa de cenizas que se expulsa en una erupción se mide en miles de millones de toneladas que ingresan en la atmósfera superior y luego se extienden por las corrientes en chorro (*jet streams*) por todo el mundo. Por ejemplo, pocos días después de la erupción del volcán Monte Agung en Bali (Indonesia) en 1963 sus cenizas llegaron a sobrevolar, a una altitud de unos 20 km, América del Norte y Australia.

Así, se ha establecido que en Kamchatka y en otras áreas volcánicas las eras de frío han coincidido con épocas de intenso vulcanismo [4]. Sin embargo, debe tenerse en claro que, si bien este factor tiene un peso significativo en el proceso de glaciación, no puede afirmarse una relación directamente causal entre ambos fenómenos. Por ejemplo, es bien sabido que durante el Cretácico y el Paleógeno no se desarrolló ningún glaciar significativo, aun cuando en ese momento se formaron grandes macizos volcánicos en las márgenes del Océano Pacífico.

Por eso se debe comprender que las condiciones para que se produzca una glaciación son complejas e incluyen otros factores como, por ejemplo, la presencia de grandes cadenas montañosas con contraste de alturas o las

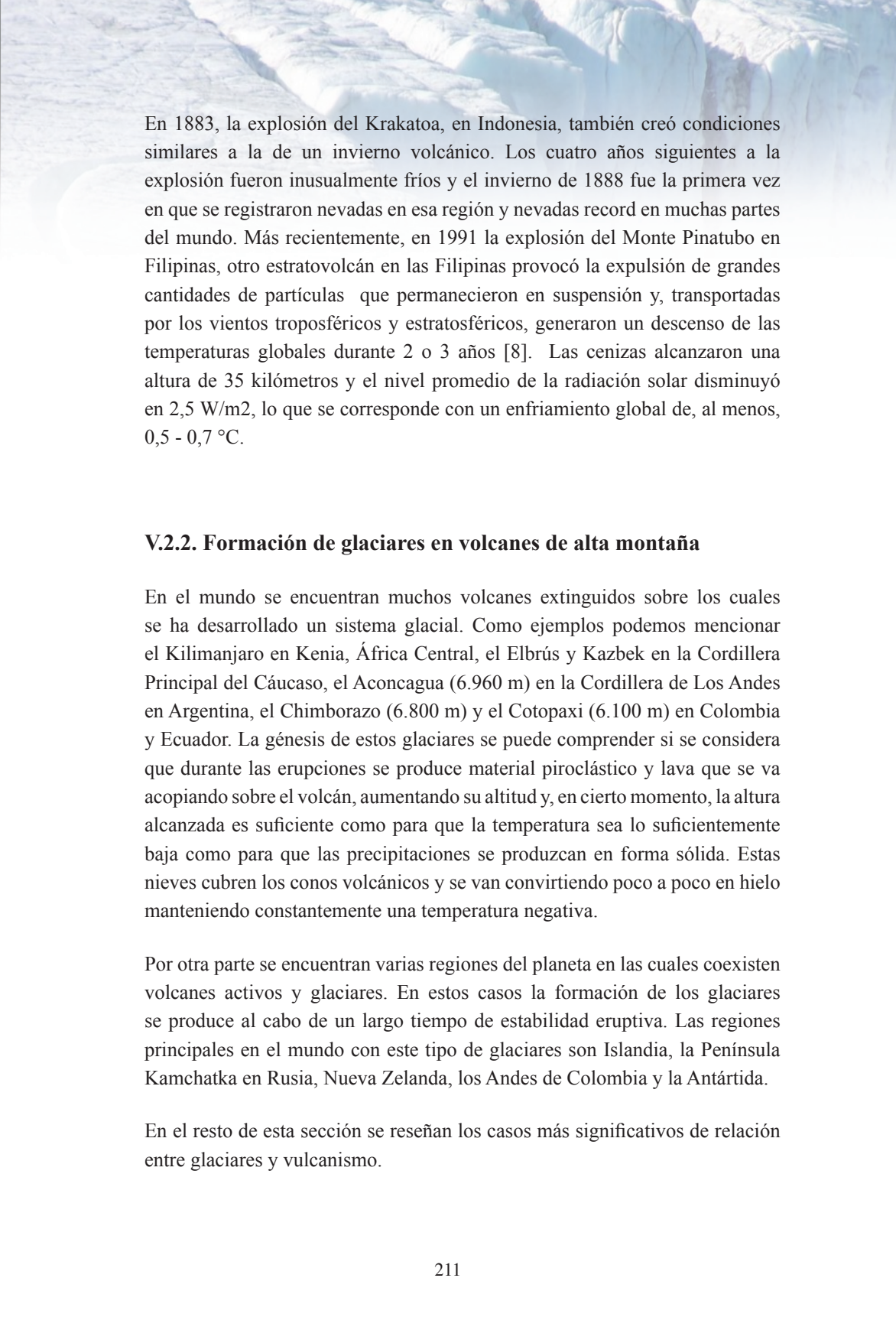
variaciones de la actividad solar. La actividad volcánica puede, entonces, convertirse en una especie de factor desencadenante que provoca el englaciamiento, cuando ya se han creado las condiciones necesarias para ello.

La lista de inviernos volcánicos recientes es modesta, pero sus efectos han sido muy importantes. Los estudios paleo-volcánicos, realizados con distintos métodos, han permitido dilucidar algunas de las erupciones que afectaron al mundo en tiempos recientes. En 1452 la erupción del volcán submarino Kuwae en la región de Vanuatu-Tongo provocó daños a escala mundial que condujeron a veranos muy fríos lo que, a su vez, se ha relacionado con el avance de los glaciares por disminución de la ablación [5].

Hacia fines del siglo XVI o comienzos del XVII se produjo la erupción del volcán Huaynaputina en Perú. Los estudios realizados a partir de los anillos de troncos de árboles muestran que 1601 fue un año frío. Rusia padeció una de sus mayores hambrunas entre 1601-1603. Entre 1600-1602, Suiza, Letonia y Estonia tuvieron inviernos excepcionalmente fríos. La vendimia en Francia en 1601 fue tardía y casi nula en Perú y Alemania. Algunos textos antiguos de oriente indican que los melocotoneros florecieron más tarde de lo normal en China y el Lago Suwa en Japón se heló de forma prematura [6].

En una publicación de 1783 Benjamin Franklin menciona el inusualmente frío verano de 1783 y sugirió que ese fenómeno se debió al polvo volcánico procedente de Islandia, donde la erupción del volcán Laki liberó enormes cantidades de dióxido de azufre, resultando en la muerte de una parte importante de la ganadería y provocando una hambruna que acabó con una cuarta parte de la población. Las temperaturas cayeron aproximadamente 1°C en el hemisferio norte al año siguiente de la erupción [3].

La erupción de 1815 del Tambora, un estratovolcán de Indonesia, ocasionó heladas en pleno verano en el Estado de Nueva York y nieve en Nueva Inglaterra en lo que se conoció como el *año sin verano* de 1816. Esta erupción es la de mayor magnitud registrada en la historia. El cuerpo volcánico, de aproximadamente 4.000 metros, perdió 1250 metros de altura dejando un cráter de 11 Km de diámetro y vertiendo a la atmósfera 157 Km³ de material particulado volcánico. Las cenizas volcánicas y los gases sulfurosos produjeron un descenso de la temperatura en el Hemisferio Norte que llegó a afectar las aguas superficiales cálidas de la Corriente del Golfo [7].



En 1883, la explosión del Krakatoa, en Indonesia, también creó condiciones similares a la de un invierno volcánico. Los cuatro años siguientes a la explosión fueron inusualmente fríos y el invierno de 1888 fue la primera vez en que se registraron nevadas en esa región y nevadas record en muchas partes del mundo. Más recientemente, en 1991 la explosión del Monte Pinatubo en Filipinas, otro estratovolcán en las Filipinas provocó la expulsión de grandes cantidades de partículas que permanecieron en suspensión y, transportadas por los vientos troposféricos y estratosféricos, generaron un descenso de las temperaturas globales durante 2 o 3 años [8]. Las cenizas alcanzaron una altura de 35 kilómetros y el nivel promedio de la radiación solar disminuyó en $2,5 \text{ W/m}^2$, lo que se corresponde con un enfriamiento global de, al menos, $0,5 - 0,7 \text{ }^\circ\text{C}$.

V.2.2. Formación de glaciares en volcanes de alta montaña

En el mundo se encuentran muchos volcanes extinguidos sobre los cuales se ha desarrollado un sistema glacial. Como ejemplos podemos mencionar el Kilimanjaro en Kenia, África Central, el Elbrús y Kazbek en la Cordillera Principal del Cáucaso, el Aconcagua (6.960 m) en la Cordillera de Los Andes en Argentina, el Chimborazo (6.800 m) y el Cotopaxi (6.100 m) en Colombia y Ecuador. La génesis de estos glaciares se puede comprender si se considera que durante las erupciones se produce material piroclástico y lava que se va acopiando sobre el volcán, aumentando su altitud y, en cierto momento, la altura alcanzada es suficiente como para que la temperatura sea lo suficientemente baja como para que las precipitaciones se produzcan en forma sólida. Estas nieves cubren los conos volcánicos y se van convirtiendo poco a poco en hielo manteniendo constantemente una temperatura negativa.

Por otra parte se encuentran varias regiones del planeta en las cuales coexisten volcanes activos y glaciares. En estos casos la formación de los glaciares se produce al cabo de un largo tiempo de estabilidad eruptiva. Las regiones principales en el mundo con este tipo de glaciares son Islandia, la Península Kamchatka en Rusia, Nueva Zelanda, los Andes de Colombia y la Antártida.

En el resto de esta sección se reseñan los casos más significativos de relación entre glaciares y vulcanismo.

V.2.2.1. Islandia

Los glaciares de Islandia cubren una superficie de 11.400 km² (Figura 5.2), que corresponde aproximadamente al 11% de la superficie total de la isla, y tienen un impacto significativo sobre su paisaje. Muchos de estos glaciares se encuentran sobreimpuestos a volcanes. Por ejemplo, los volcanes Grímsvötn, cuya caldera tiene un área de 100 km², y Bardarbunga, con una caldera de 60 km², se encuentran bajo el mayor glaciar de la isla el Vatnajökull. Como consecuencia de la actividad geotérmica se produce frecuentemente una gran acumulación de agua de deshielo desde los glaciares, lo que puede dar lugar a inundaciones repentina de lagos que son de origen glaciar. La probabilidad de inundaciones aguas abajo del glaciar aumenta significativamente durante los periodos de actividad volcánica.

Otro aspecto importante de la relación entre los volcanes y los glaciares es la ocurrencia de explosiones a causa de la evaporación rápida de agua subglacial atrapada lo que, a veces, contribuye a desencadenar una erupción.

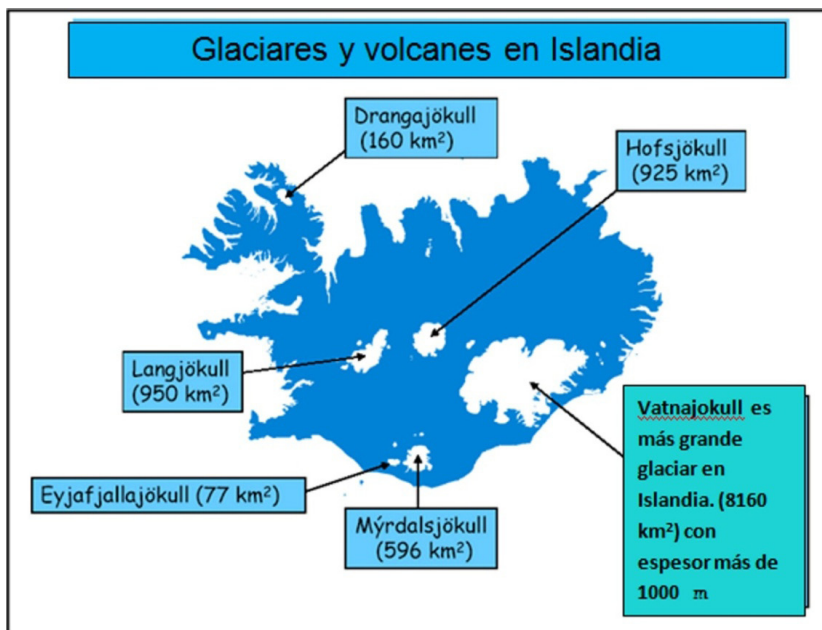


Figura 15. Glaciares en Islandia en simas de volcanes activos.

La última erupción de un volcán, cerca del glaciar Eyjafjallajökull, se llevó a cabo en varias etapas. La principal consecuencia de la erupción fue la expulsión de una nube de cenizas volcánicas, que interrumpió el tráfico aéreo en el norte de Europa desde finales de 2009. Desde esa fecha el Eyjafjallajökull mostró un aumento de la actividad sísmica hasta marzo de 2010 cuando se registraron alrededor de mil réplicas sísmicas a una profundidad de 7-10 km por debajo del volcán [9].

El 19 de marzo de 2010 los temblores comenzaron al Este del cráter norte a una profundidad de 4-7 km y, a continuación, la actividad comenzó a extenderse hacia el Este y subir a la superficie. La erupción volcánica propiamente dicha comenzó el 20 de marzo de 2010 y provocó la modificación del cuerpo glaciario. En la parte oriental del glaciar se formó una falla con una longitud de 0,5 km (a una altura de aproximadamente 1.000 m sobre el nivel del mar en la dirección de norte-este a sur-oeste). Durante la misma han sido expelidas grandes cantidades de ceniza, formando una nube que se elevó a una altura de aproximadamente 1 kilómetro (Figura 5.3).



Figura 5.3. Erupción del volcán Eyjafjallajökull el 20 de Marzo de 2010 [10].

En la zona cercana al volcán fueron evacuados alrededor de 500 habitantes (dado que la fusión intensiva del glaciar, podría causar inundaciones). El 25 de marzo, debido a la entrada de agua y trozos de hielo en el cráter volcánico, se produjo la explosión que expulsó el vapor de agua del glaciar derretido. Una semana después se abrió una nueva grieta (0,3 km de largo), que se encuentra a unos 200 m al noreste de la primera y la lava salió por ambas grietas. El área cubierta por la lava fue de 1,3 km² incluyendo ceniza y bombas volcánicas en una zona de más de 100 km² (Figura 5.4).

A mediados de abril comenzó una nueva erupción en el borde sur de la caldera central y la columna de ceniza se elevó a 8 km. Se formó una nueva grieta en el glaciar, de aproximadamente 2 km de largo y el agua del deshielo de los glaciares corrió tanto al norte como al sur hacia zonas habitadas. Fueron evacuadas unas 700 personas y el agua de deshielo de ese día llegó a inundar las líneas de alta tensión. En el sur de Islandia se registraron precipitaciones con cenizas volcánicas y se formó una gran extensión de nubes de cenizas hacia el Este dada la contribución del anticiclón sobre el Atlántico norte.



Figura 5.4. Superficie alrededor de Volcán cubierta por bombas volcánicas, cenizas y trozos de glaciar [11].

VI.2.2.2. Península de Kamchatka

La península de Kamchatka tiene una longitud de 1.250 km y un ancho que va desde un máximo de 440 km a un mínimo de 97 km en el istmo. Está recorrida por dos cadenas de montañas volcánicas, Kliuchevskiy y Avalachinckiy, con las cimas más altas cubiertas por glaciares y con campos de nieves perennes. El clima dominante es frío y húmedo. Sin embargo, Kamchatka presenta una variedad climática que va desde el clima subártico al clima templado en el extremo sur de la península.

El grupo de volcanes Kliuchevskoy está ubicado en la parte baja del río Kamchatka y contiene la mayor acumulación de estructuras volcánicas de la península (Figura 5.5).



Figura 5.5. Volcanes de grupo Kliuchevskoy [12].

La superficie total del grupo es de 6.500 km² y las más altas cimas son volcanes activos con un sistema de glaciares desarrollado sobre ellas: el Kluhevskoy (4.835 m punto culminante de altura en la península), el Stone (4.575m), el Ushkovsky (4.108 m), el Krestovskiy (3.943 m), el Sharp Tolbachic (3.682m), el Piso Tolbachic (3.085m).

En esta área existen muchos glaciares entre ellos el más grande de Kamchatka, el Herman, que posee 34,2 km² y el Bogdanovich 31,2 km². Existen otros, como el NG Kelly, VI Vlodavets y el Piip de menor superficie. Un caso peculiar es el del volcán Tolbachik conocido porque su caldera ha estado, durante cientos de años, en constante erupción. Al mismo tiempo, está rodeado por un glaciar, con un área de 7 km².

En estas condiciones la superficie de un glaciar es inestable, dependiendo de la actividad volcánica y del período entre erupciones y la formación de nuevas fumarolas y el calentamiento de la superficie de la ladera de los volcanes afecta considerablemente al sistema glacio-nival. Recientemente se detectaron pequeños puntos calientes (*hot points*) en el borde norte del cráter del volcán Zarechniy lo que indica que el volcán es activo o potencialmente activo.

El área entre los volcanes Kliuchevskoy, Ushkovsky y Tolbachic está ocupada por un campo de acumulación de hielo y firn. La parte central de este campo es relativamente plana y sólo en el norte, en los orígenes del glaciar Herman, y en el sur, en los orígenes de la formación glaciar Bogdanovich, presenta una ligera pendiente. Debajo del glaciar, en aquellos sectores de fumarolas activas a consecuencia de la fusión subglaciar, se forman túneles de termoerosión en el hielo con arroyos permanentes (Figura 5.6).



Figura 5.6. Túnel subglacial en volcán Tolbachik (Foto Muraviev, 2007).

Sobre la capa de hielo de la lengua del glaciar se encuentran ampliamente desarrolladas enormes grietas con forma de arco, de diferentes tamaños, y debajo hay un depósito de mezcla con baja selección de rocas y bloques de hielo, lo que indica un movimiento descendente en favor de la pendiente ocasionado por aumentos de la temperatura en la parte inferior de glaciar (Figura 5.7).



Figura 5.7. Grietas en la lengua del glaciar Kliuchevskoy [13].

Los flujos de lava erosionan la superficie de glaciar hasta alcanzar su base produciendo profundas barrancas. Este proceso se puede observar en la imagen satelital de la erupción de 2008 en el glaciar Shibeluch, ubicado en la zona norte del grupo volcánico Kluchevskoy (Figura 5.8). El monitoreo de este glaciar, realizado a lo largo de varios años después de la erupción, dejó ver que estas formas erosivas en el glaciar volvían a colmatarse con hielo a lo largo de 3 - 4 años debido a la acumulación enorme de precipitaciones sólidas en esta zona.

La segunda cadena volcánica con un sistema desarrollado glacio-nival y sobreimpuesto es el grupo volcánico Avalachiyskiy (Figura 5.9). El grupo Avachinskiy es uno de los centros volcánicos relacionados con la glaciación moderna en la península de Kamchatka [15].



Figura 5.8. Formación de barrancas en glaciar del volcán Shibeluch [13].



Figura 5.9. Volcanes y glaciares Avalachiskiy [14].

El grupo está formado por cinco conos volcánicos y en él existen glaciares de distinto tipo como el Kozelskiy (2.189m), el Avachinskiy (2.751m), el Koryak (3.456m), el Arik (2.156m), el Aag (2.310m). La génesis del grupo volcánico comenzó, al menos, desde el Pleistoceno medio. Desde el siglo XVIII hasta nuestros días se han producido erupciones de los volcanes Koryak (la última en 2008-2009), y Avachinskiy (la última en 1991).

Actualmente ambos presentan actividad fumarólica. En las laderas de volcán Avachinskiy se encuentran 13 glaciares con una superficie total de 14,18 km². La disposición de los glaciares se muestra en la Figura 5.10.

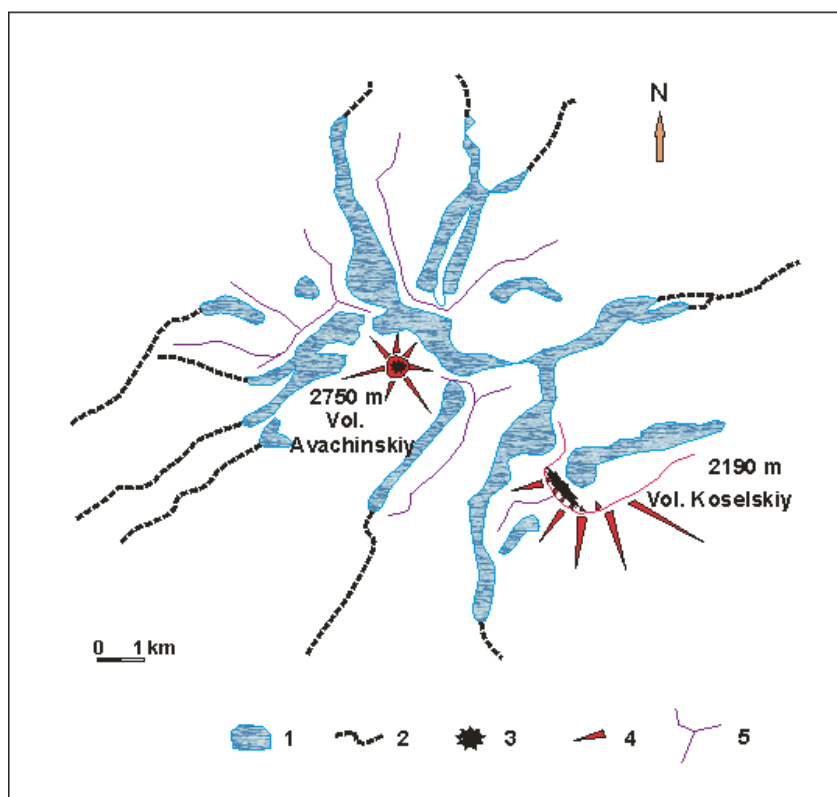


Figura 5.10. Disposición de los glaciares en el complejo de volcanes Avachinskiy y Koselskiy. 1: glaciar, 2: arroyos, 3: cráter volcánico, 4: barrancos, 5: divisoria de agua.

El cambio observado en la superficie de los glaciares del complejo Avachinskiy presenta particularidades respecto de otros casos ya que de los 13 glaciares de todo el grupo sólo 5 avanzan lentamente en tanto que 3 retroceden y otros 5 se encuentran en estado de equilibrio.

Otros glaciares relativamente grandes se ubican en el volcán Koryak, que ocupa una posición central dentro del grupo Avalachinskiy. Este volcán tiene la forma de un cono con la cumbre oeste un poco truncada. En las laderas del volcán se encuentran 5 glaciares con una superficie total de 4,5 km² y otros dos glaciares más grandes con una superficie de 3,4 km². Los glaciares más grandes (con superficie de más de 1,2 km²) avanzan, los medianos están en un estado de equilibrio, y el glaciar pequeño (0.6 km²) retrocede [16].

V.2.2.3. Nueva Zelanda

Los glaciares más importantes ubicados sobre volcanes en Nueva Zelanda se encuentran en la Isla Norte y son el volcán Taranaki (Egmont) y el volcán del Monte Ruapehu. El volcán Taranaki se encuentra en el extremo suroeste de la Isla Norte, cerca de la ciudad de New Plymouth. Es un estratovolcán cónico regular a semejanza del Monte Etna en Sicilia que se ha formado por la superposición de los flujos periódicos de lava y depósitos piroclásticos (Figura 5.11).



Figura 5.11. El volcán Taranaki con glaciaretos y campos de nieve perene [17].

La montaña, de 2.518 metros de altura, es uno de los conos volcánicos de ceniza con la estructura “clásica” característica. En el lado sur, se encuentra un cono secundario llamado pico Fanthams. A partir de los 1.800 a 2.000 metros de altura sobre las laderas del volcán se forman campos de nieve perene y algunos glaciares o, más exactamente, glaciaretos de 2 a 5 hectáreas de superficie. El complejo glacio-nival es temporario y puede formarse y subsistir en los períodos entre erupciones. La ubicación en altura con un clima húmedo y frío en la cima del volcán es favorable para la acumulación nival y permite recuperar en corto plazo los glaciares y campos de nieve perene.

El Monte Ruapehu posee los únicos glaciares permanentes de la Isla Norte. Todos ellos son pequeños, de menos de 1,6 km² de longitud. Hay dieciocho glaciares incluyendo uno dentro del cráter. Los más grandes son el Mangatoetoenui, el Summit Meseta y los Glaciares Whangaehu (Figura 5.12).



Figura 5.12. Glaciares en conos del Monte Ruapehu [17].

La montaña tiene una forma de cono truncado con fuertes pendientes y profundas incisiones de numerosos valles glaciares. Las empinadas laderas del Monte Ruapehu conducen a la formación de muchas cascadas como las caídas de agua de Waitonga de 40 metros de altura. Por encima de 1.600 metros, el material volcánico se mezcla con la nieve y forma los glaciares de la isla. Las paredes de la caldera en la cumbre están permanentemente cubiertas de nieve, formando un lago en el cráter.

VI.2.2.4. Andes Colombianos

La sección de la cordillera de los Andes que se encuentra en Colombia incluye, como picos principales el Pico Cristóbal Colón (5.775m), el Pico Simón Bolívar (5.775m), el Ritacuba Blanco (5.410m), el Nevado del Huila (5.365 m), el Nevado del Ruiz (5.321m), el Nevado de Quindío (5.215m), el Nevado del Tolima (5.200m) y Galeras (4.276m).

El Nevado del Ruiz es uno de los volcanes andinos más activos y debe su génesis a un vulcanismo de subducción. Se ha manifestado frecuentemente por erupciones tipo plinianas sobre todo a lo largo del Holoceno, es decir, de los últimos 10.000 años. Tres grandes unidades lávicas se han acumulado desde el inicio del Pleistoceno. El cono moderno consiste en un amplio haz de domos de lava construidas en la caldera de la cumbre del volcán antiguo.

Los glaciares rodean el cráter Arenas de 240 metros de profundidad (Figura 5.13). En el año 1985, y luego de 69 años de estabilidad, el Nevado del Ruiz entró en erupción y, como consecuencia de ello, se produjo allí una de las explosiones más graves de la historia del país, que destruyó casi por completo la cercana ciudad de Armero. Debido a ello el seguimiento y control de este volcán es constante, dado que cientos de miles de personas viven en los valles circundantes.

Los glaciares en el cráter de volcán y la mayoría de los hallados sobre la pendiente fueron destruidos por el proceso eruptivo. El *lahar*, nombre asignado a una mezcla de agua y sedimentos finos de ladera, que se produjo como consecuencia del derretimiento de hielo destruyó la ciudad de Armero la noche del 13 al 14 noviembre de 1985 y casi 20.000 de los 29.000 habitantes

de la ciudad perdieron la vida. La catástrofe fue causada por una combinación de flujos piroclásticos del cráter, nieve derretida y hielo de los glaciares, que generaron cuatro lahares enormes que corrieron por los lados de la montaña a 60 km/h.



Figura 5.13. Glaciares en la cima del volcán Nevado del Ruiz [18].

Otro sector con un sistema glacio-nival es el volcán Nevado del Huila (Figura 5.14). El volcán tiene una forma alargada en dirección N-S, con longitudes en los ejes de su base de 16 y 11 Km, cubriendo un área cercana a 170 km². En la parte superior, cubierto con nieves y glaciares, se encuentra un cráter formado durante la erupción del 20 de noviembre de 2008. El clima en el Nevado del Huila es variable en función de la altura y la época del año. Dada la diferencia de niveles entre las cotas de 2.000m, en el extremo Sur, y de 5.364m en el Pico Central existen varias condiciones climáticas. La precipitación promedio anual es del orden de 2.800mm en los sitios más bajos y de 1.000mm en las zonas más elevadas donde prevalecen las precipitaciones sólidas [20].

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

Los picos del Nevado del Huila están cubiertos por unos 13 km² de glaciares. Los estudios de balance de masa realizados en los glaciares de este volcán indican que entre 1961 y 1995 perdió 5.5 km² de su área glaciaria y 0.27 km³ de volumen [21]. A este ritmo de pérdida, es posible que hacia mediados de este siglo desaparezca el área glaciaria por causa de la actividad volcánica.



Figura 5.14. Complejo glacial del volcán Nevado del Huila en los Andes Colombianos moderadamente activo [19].

V.2.2.5. Antártida

Si bien en la Antártida el vulcanismo es actualmente un fenómeno poco habitual existen muchas evidencias de su importancia en el pasado reciente. En el presente se conoce la existencia de dos volcanes activos en tiempo histórico actual: la isla volcánica Decepción y el monte Erebus.

El monte Erebus es el volcán activo más austral de la Tierra, tiene una altitud de 3.794m y está localizado en la isla de Ross, que también tiene otros tres volcanes inactivos, entre ellos el monte Terror. Este volcán forma parte del Anillo de Fuego del Pacífico, que incluye 160 volcanes activos. El cráter volcánico del Erebus tiene una profundidad de 274m y un diámetro de 805m, de los cuales constantemente se expelen nubes de vapor a la atmósfera (Figura 5.15).



Figura 5.15. Volcán Erebus en Antártica [22].

El Erebus es uno de los tres volcanes en el mundo en cuyo cráter se encuentra un lago de lava (Figura 5.16). Durante los últimos 100 años hubo al menos 8 erupciones de este volcán, siendo la más grande la ocurrida en 1972. El margen suroeste del Erebus está conectado con el domo de hielo de la isla de Ross en tanto que hacia el otro lado, en dirección a la costa, se encuentra el glaciar Erebus.

El glaciar del volcán Erebus desciende desde la cima al valle y sobrepasa la línea de costa en la orilla de la isla Ross donde forma una lengua de hielo de 11 a 12 km a lo largo de la costa (Figura 5.17). En la parte central de la lengua está cortado por un área alargada visible de color azul que se observa hacia el centro de la imagen en la parte superior.

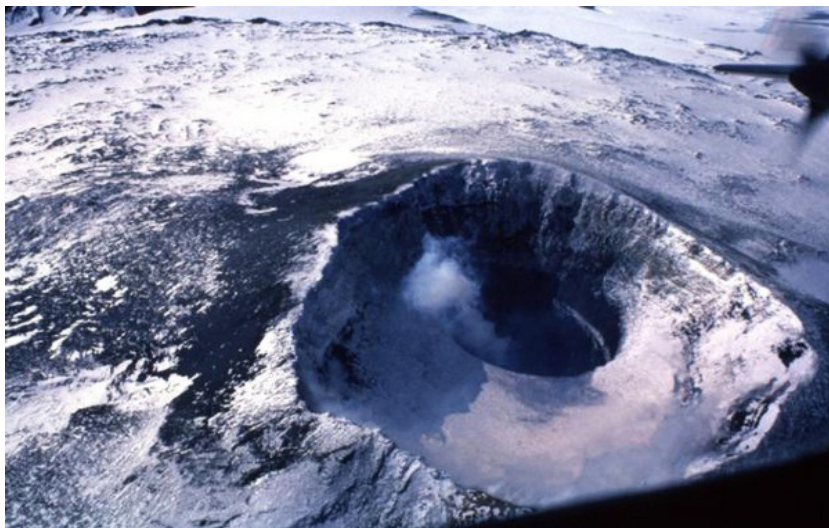


Figura 5.16. Glaciar y lago de lava en cráter de Erebus [22].

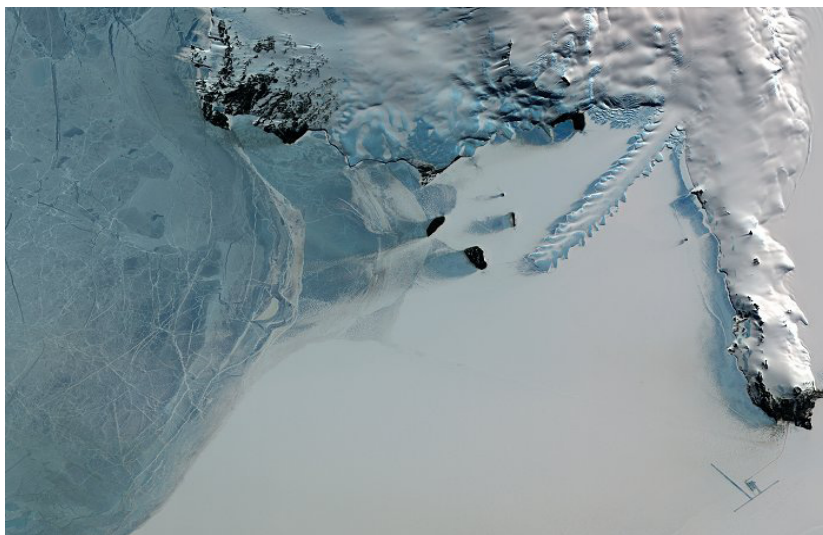


Figura 5.17. Imagen satelital del glaciar Erebus que termina en mar Ross (pendiente oeste de volcán) [23].

El otro volcán activo que se conoce en la Antártida es la Isla Decepción. La isla está localizada entre las latitudes $62^{\circ}53'30''$ S y $63^{\circ}01'20''$ S, y las longitudes $60^{\circ}29'20''$ W y $60^{\circ}45'10''$ W. Está situada en el Estrecho de Bransfield, aproximadamente a 25 kilómetros al sur de la Isla Livingston (Islas de Shetland del Sur) 100 kilómetros al norte de Península Antártica (Figura 5.18). El clima de la isla Decepción es marítimo polar con una temperatura media anual al nivel del mar de $-2,9^{\circ}\text{C}$.

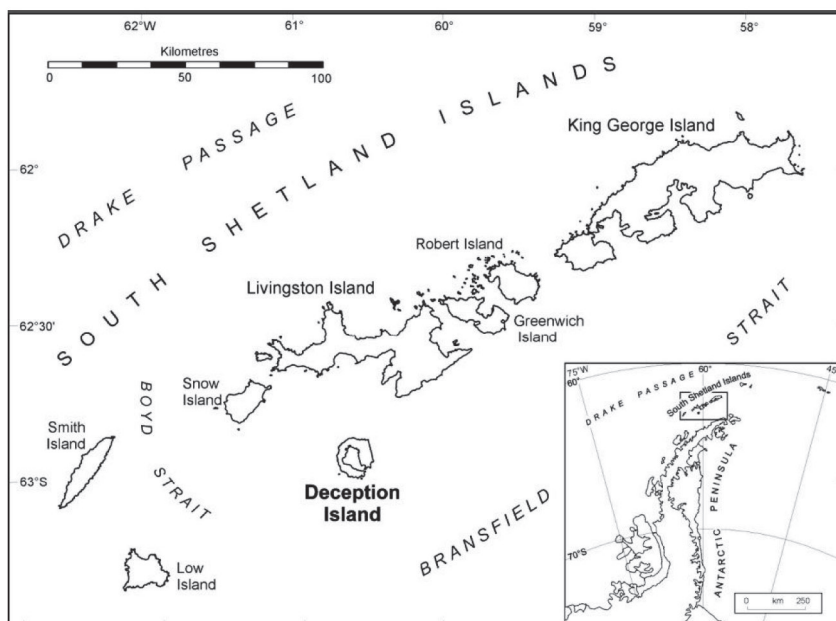


Figura 5. 18. Ubicación de la isla Decepción en Antártica.

Las temperaturas mensuales extremas oscilan entre 11°C y -28°C . La mayoría de las precipitaciones a más de 100m sobre el mar son nivales. A pesar del vulcanismo, estas condiciones resultan favorables para formación de glaciares.

La erupción que originó el colapso del cono volcánico y posterior caldera posiblemente se ha producido hace alrededor de 10.000 años [24,25]. Se considera que debió haber sido una gran erupción, fuertemente explosiva, que

arrojó alrededor de 30 km³ de roca con tanta rapidez que la cima del volcán se colapsó y hundió, formando la caldera de Puerto Foster. Las lluvias de cenizas y los tsunamis conexos tuvieron un significativo impacto ambiental en el norte de la Península Antártica. Se encuentran varias capas de ceniza en todas las islas del Archipiélago Shetland del Sur, en el estrecho de Bransfield y en el Mar de Escocia [26,27].

Se han encontrado cenizas procedentes de la Isla Decepción en glaciares y depósitos lacustres de las islas del archipiélago James Ross en el mar de Weddell e inclusive en una muestra de hielo proveniente del polo sur [28,29].

La morfología actual se encuentra fuertemente influida por el colapso de la caldera en el centro y también por las erupciones recientes a partir del año 1970 [30]. La rodea un anillo casi completo de cerros cubiertos de glaciares que alcanzan una altura máxima de 539m. Hay arroyos efímeros con aguas glaciares que fluyen hacia las costas exterior e interior de la caldera devenida en isla. El caudal de estos arroyos depende de dos causas: ablación glaciar y actividad volcánica relacionada con desarrollo de flujos de aguas subglaciares. Aproximadamente el 57% de la isla está cubierto por glaciares permanentes, muchos de los cuales están recubiertos de cenizas volcánicas. En algunos cortes de hielo glaciar se encuentran estratos de hielo intercalados con cenizas volcánicas, enumerando las diversas erupciones. La isla Decepción, con su sistema glaciar, reviste sumo interés científico, en particular para estudios de geociencias. Ofrece una importante oportunidad de estudiar los efectos de los cambios glaciológicos y periglaciales en un ambiente glacio-criogénico; además, la dinámica de este ecosistema se recupera de una perturbación natural relacionada con actividad volcánica.

V.2.3. El volcán Kazbek y la catástrofe del valle Genaldon

El glaciar Kolka (Figura 5.19) está situado en el macizo de Mount Kazbek y es conocido por sus rápidos eventos de progradación, tanto los estudiados recientemente como los anteriores, referidos en antecedentes y documentos históricos.

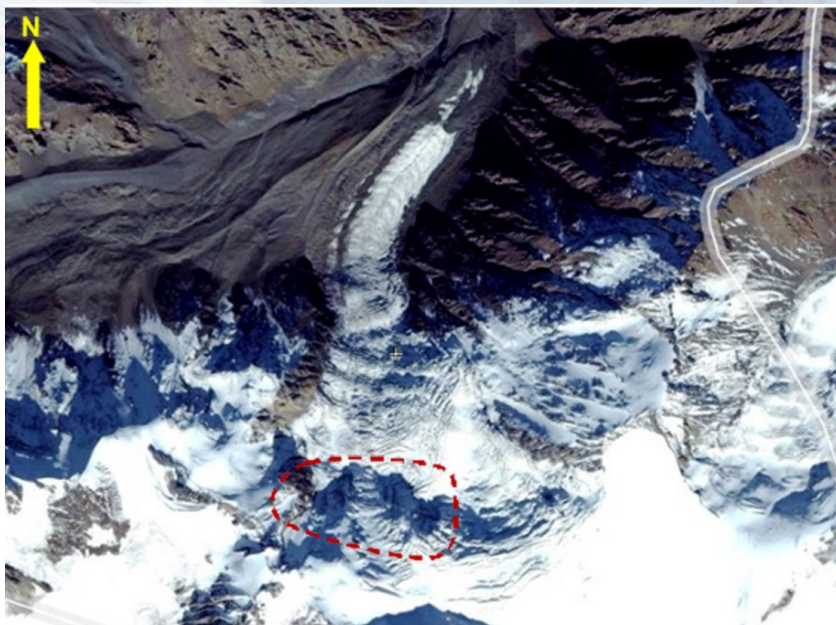


Figura 5.19. Imagen satelital del glaciar Kolka, la línea roja rodea el área de emisión de gases volcánicos.

Uno de los más espectaculares avances se produjo en 1902, cuando el fenómeno de salto glaciario (*slug*) llegó a la cercana aldea Tmenikau a una distancia de 15 km. También se conocen desplazamientos de menor escala entre 1969 y 1970, lo cual no ha tenido consecuencias importantes para los seres humanos, y ha sido ampliamente estudiado durante más de 9 años de trabajo de diversas expediciones del Instituto de Geografía de la Academia Rusa de Ciencias.

Estos estudios continuos se iniciaron como consecuencia del desastre ocurrido en 2002, que fue muy similar a los eventos ocurridos 100 años antes y que la ausencia de mediciones regulares impidió prever. El episodio del glaciar Kolka se produjo en la noche, alrededor de las 20 hs del 20 de septiembre de 2002 en Osetia del Norte y sus características fueron más allá de las clasificaciones tradicionales establecidas y de los mecanismos conocidos para glaciares de deslizamiento, avalanchas glaciales y aludes de roca.

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

Los estudios del desastre de Genaldon lo relacionan con varios factores: el aumento de temperatura en el período de verano, la actividad sísmica, la caída de bloques de hielo y nieve de glaciares colgantes alrededor de glaciar Kolka y la actividad volcánica en la zona inferior del glaciar. El disparador de la catástrofe fue probablemente el colapso de los arcos sobre las cavidades internas del cráter. El movimiento del flujo de hielo - agua - roca tuvo las siguientes características.

- ✓ Alta velocidad (hasta 250 km/h en una ladera)
- ✓ Las proyecciones volcánicas llegaron a gran distancia.
- ✓ En la parte media el flujo se transformó en un alud de roca típico con una velocidad de 17 m/s.
- ✓ El talud de acumulación de material clástico y hielo sobre el final de barranca tuvo un espesor de 100-150 metros (Figuras 5.20 y 5.21).



Figura 5.20. La zona de acumulación de alud en el valle Genaldon (Foto de L.V. Denisov – 19/09/2002).



Figura 5.21. Talud de rocas y hielo del glaciar Kolka logra crear un endicamiento en el camino en Valle Genaldon (Foto de L.V. Denisov – 21/09/2002).

V.3. Glaciares, hidrología e hidrogeología

V.3.1. Generalidades sobre Hidrología e Hidrogeología

La evaporación del agua de los océanos, y en menor medida de las aguas superficiales existentes en la superficie de continentes e islas, se acumula en la atmósfera formando nubes que se desplazan impulsadas por los vientos hasta que las condiciones termodinámicas en un punto determinan que el vapor de agua se condense en precipitaciones. Según sean las temperaturas locales estas precipitaciones pueden ser líquidas (lluvia) o sólidas (nieve).

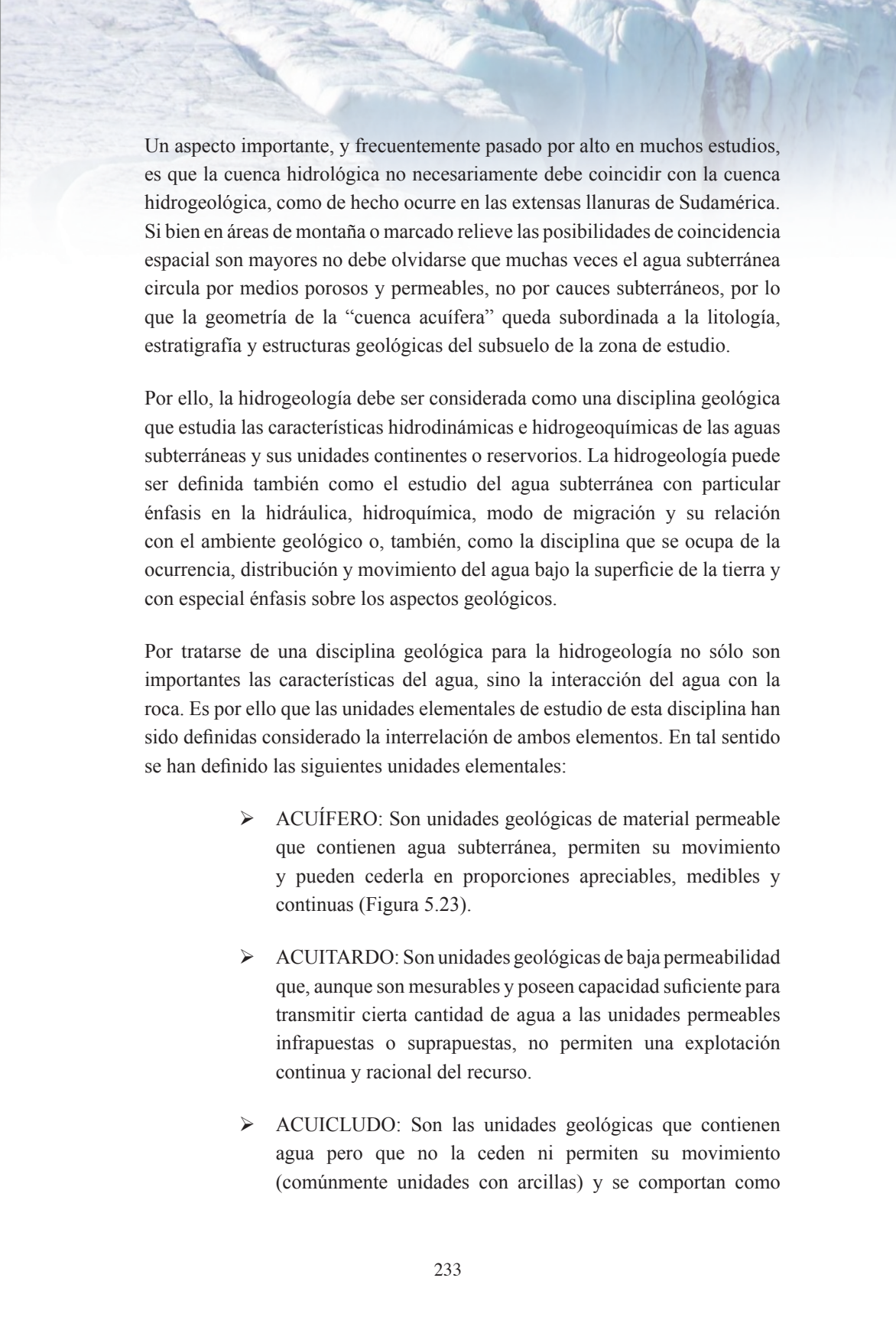
Las barreras orográficas funcionan como “obstáculos” del proceso de circulación lo que determina la descarga de importantes volúmenes de agua que, en la alta montaña, cae en forma de nieve durante gran parte del año (Figura 5.22). En los veranos el aumento de temperatura determina la fusión de la nieve lo que alimenta un sin fin de arroyos y acuíferos de alta montaña.



Figura 5.22. Precipitaciones nivales en zonas de montaña.

Para estudiar los fenómenos vinculados con el ciclo del agua en una región la unidad de trabajo recomendable es la cuenca hidrológica. Existen diversas definiciones de cuenca hidrológica y de todas ellas citamos aquí dos por considerarlas las más generales. Según la primera de ellas se entiende por cuenca vertiente, o cuenca de drenaje de un río, considerado en un punto dado de su curso, al área limitada por el contorno en el interior del cual el agua precipitada corre por su superficie, se encuentra y pasa por el punto determinado del cauce [31].

La segunda definición seleccionada [32] establece que una cuenca es un espacio geográfico cuyos aportes son alimentados exclusivamente por las precipitaciones y cuyos excedentes en agua o en materias sólidas transportadas por el agua forman, en un punto espacial único, una desembocadura o una estación de aforo. En ambos casos, una cuenca hidrográfica está definida inicialmente por la topografía y es delimitable sobre un mapa topográfico aunque factores geomorfológicos e hidrogeológicos, vinculados a los acuíferos subterráneos existentes, se pueden tomar en cuenta para su demarcación.



Un aspecto importante, y frecuentemente pasado por alto en muchos estudios, es que la cuenca hidrológica no necesariamente debe coincidir con la cuenca hidrogeológica, como de hecho ocurre en las extensas llanuras de Sudamérica. Si bien en áreas de montaña o marcado relieve las posibilidades de coincidencia espacial son mayores no debe olvidarse que muchas veces el agua subterránea circula por medios porosos y permeables, no por cauces subterráneos, por lo que la geometría de la “cuenca acuífera” queda subordinada a la litología, estratigrafía y estructuras geológicas del subsuelo de la zona de estudio.

Por ello, la hidrogeología debe ser considerada como una disciplina geológica que estudia las características hidrodinámicas e hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas y sus unidades continentales o reservorios. La hidrogeología puede ser definida también como el estudio del agua subterránea con particular énfasis en la hidráulica, hidroquímica, modo de migración y su relación con el ambiente geológico o, también, como la disciplina que se ocupa de la ocurrencia, distribución y movimiento del agua bajo la superficie de la tierra y con especial énfasis sobre los aspectos geológicos.

Por tratarse de una disciplina geológica para la hidrogeología no sólo son importantes las características del agua, sino la interacción del agua con la roca. Es por ello que las unidades elementales de estudio de esta disciplina han sido definidas considerando la interrelación de ambos elementos. En tal sentido se han definido las siguientes unidades elementales:

- **ACUÍFERO:** Son unidades geológicas de material permeable que contienen agua subterránea, permiten su movimiento y pueden cederla en proporciones apreciables, medibles y continuas (Figura 5.23).
- **ACUITARDO:** Son unidades geológicas de baja permeabilidad que, aunque son mesurables y poseen capacidad suficiente para transmitir cierta cantidad de agua a las unidades permeables infrapuestas o suprapuestas, no permiten una explotación continua y racional del recurso.
- **ACUICLUDO:** Son las unidades geológicas que contienen agua pero que no la ceden ni permiten su movimiento (comúnmente unidades con arcillas) y se comportan como

- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

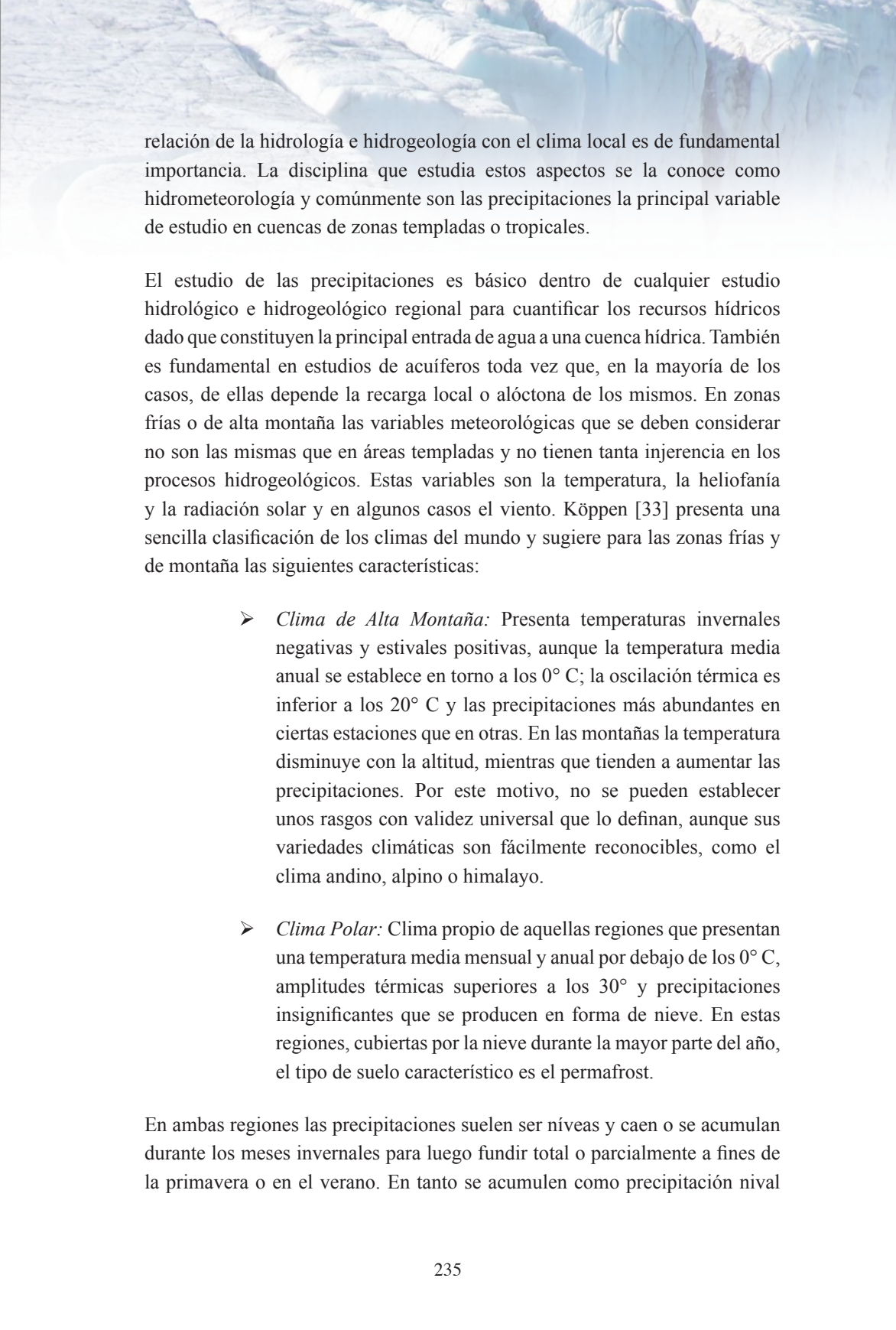
impermeables.

- ACUIFUGO: Son las formaciones que no contienen ni permiten el movimiento de agua. (rocas ígneas masivas).



Figura 5.23. Acuífero aflorante en zonas de montaña, provincia Santa Cruz en la zona de Chalten, Argentina.

Dado que un acuífero no necesariamente debe estar limitado a una formación geológica en el sentido estricto, ya que puede incluir varias formaciones, se ha encontrado conveniente definir unidades hidroestratigráficas que son de frecuente aplicación en la especialidad. El concepto de hidroestratigrafía reúne un conjunto de acuíferos que tienen posibilidades de interconexión vertical, llamando a esos elementos Secciones Acuíferas. Éstas tienen cierto grado de relación con las características estratigráficas de las unidades continentales. La



relación de la hidrología e hidrogeología con el clima local es de fundamental importancia. La disciplina que estudia estos aspectos se la conoce como hidrometeorología y comúnmente son las precipitaciones la principal variable de estudio en cuencas de zonas templadas o tropicales.

El estudio de las precipitaciones es básico dentro de cualquier estudio hidrológico e hidrogeológico regional para cuantificar los recursos hídricos dado que constituyen la principal entrada de agua a una cuenca hídrica. También es fundamental en estudios de acuíferos toda vez que, en la mayoría de los casos, de ellas depende la recarga local o alóctona de los mismos. En zonas frías o de alta montaña las variables meteorológicas que se deben considerar no son las mismas que en áreas templadas y no tienen tanta injerencia en los procesos hidrogeológicos. Estas variables son la temperatura, la heliofanía y la radiación solar y en algunos casos el viento. Köppen [33] presenta una sencilla clasificación de los climas del mundo y sugiere para las zonas frías y de montaña las siguientes características:

- *Clima de Alta Montaña:* Presenta temperaturas invernales negativas y estivales positivas, aunque la temperatura media anual se establece en torno a los 0° C; la oscilación térmica es inferior a los 20° C y las precipitaciones más abundantes en ciertas estaciones que en otras. En las montañas la temperatura disminuye con la altitud, mientras que tienden a aumentar las precipitaciones. Por este motivo, no se pueden establecer unos rasgos con validez universal que lo definan, aunque sus variedades climáticas son fácilmente reconocibles, como el clima andino, alpino o himalayo.
- *Clima Polar:* Clima propio de aquellas regiones que presentan una temperatura media mensual y anual por debajo de los 0° C, amplitudes térmicas superiores a los 30° y precipitaciones insignificantes que se producen en forma de nieve. En estas regiones, cubiertas por la nieve durante la mayor parte del año, el tipo de suelo característico es el permafrost.

En ambas regiones las precipitaciones suelen ser níveas y caen o se acumulan durante los meses invernales para luego fundir total o parcialmente a fines de la primavera o en el verano. En tanto se acumulen como precipitación nival

el viento puede tener cierta influencia si su intensidad es significativa ya que influye movilizandando la nieve a sectores de acumulación específicos o bien transportando nieve hacia cuencas vecinas o viceversa, es decir, trayéndolas de otros sitios. Este fenómeno tiene importancia dado que complejiza la cuantificación de las precipitaciones locales adicionando una cuota de error por exceso o por defecto. Los nivómetros (Figura 5.24) son los instrumentos empleados con la finalidad de medir las precipitaciones niveas y poseen diferentes diseños para evitar estos inconvenientes en la cuantificación.

Debido a que la temperatura de la atmósfera es un índice de la energía cinética media de las moléculas de aire en la atmósfera libre, las variaciones geográficas y estacionales de la distribución de las temperaturas medias en zonas montañosas o frías determinan la posibilidad de fusión y ablación de hielos y nieves. Por ello, la obtención de series de datos de este parámetro es fundamental cuando se trabaja en zonas frías o de alta montaña.

La cantidad de calor que llega a una superficie depende de dos parámetros meteorológicos importantes en estos ambientes: la heliofanía y la radiación solar. A la heliofanía contribuyen dos factores: la heliofanía efectiva, que está relacionada con la duración en horas del brillo solar, y el fotoperiodo que está vinculado con el número de horas que, para una determinada localidad y en un lapso de tiempo dado, el sol estuvo libre de obstrucciones causadas por fenómenos meteorológicos (nubes o niebla). La heliofanía relativa, o grado de insolación, se define como la relación, expresada en forma porcentual, entre la heliofanía efectiva y el fotoperiodo.

La radiación solar neta es la suma de la intensidad de radiación solar recibida directamente sobre un plano horizontal más la radiación que alcanza el mismo plano luego de ser reflejada por el cielo y las nubes. La radiación solar se expresa en Cal/cm^2 . Este parámetro tiene diferente incidencia en la ablación en función del relieve topográfico y la orientación de las pendientes y laderas (alabeo). Otra fuente de energía térmica que es de importancia en algunos casos está dada por las precipitaciones líquidas que ocurren en periodos estivales.

Estas lluvias aportan una cantidad de calor que favorece los procesos de ablación de forma esporádica, pero notable. Otros parámetros que pueden tener importancia en casos específicos son los vientos, la humedad ambiente y la temperatura del suelo.



Figura 5.24. Nivómetro simple tipo Alpino usado en zonas frías o de alta montaña.

V.3.2. El Balance hídrico en regiones extremas

El balance hídrico en una región es la evaluación de ingresos y egresos de agua superficial en la misma. En una región templada (Figura 5.25).

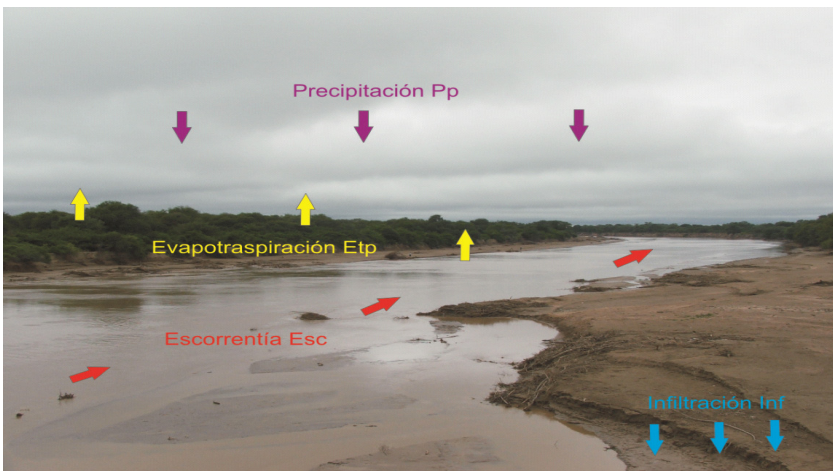


Figura 5.25. Términos del Balance Hídrico en áreas tórridas o templadas.

Los ingresos de agua se producen por precipitación (Pp) en tanto que los egresos se deben al fenómeno de evapotranspiración (Etp) e infiltración en el terreno (Inf). Por su parte, los caudales de aguas superficiales definen una escorrentía (Esc) que, para la región considerada, puede ser positiva o negativa.

En la región, en consecuencia, la sumatoria de todas estas contribuciones es nula:

$$Pp + Etp + Inf + Esc = 0$$

Pero, ¿qué ocurre en las zonas frías o en la alta montaña? En este caso, al considerar los términos del balance hídrico se deben incluir dos términos que son característicos de este tipo de ambiente: el agua contenida en los glaciares y/o campos de hielo (Glc) y el agua contenida en el suelo congelado o permafrost (Ptf), siendo necesario diferenciar la importancia en cada caso, respecto de sus aportes a nivel de una cuenca.

No todos los glaciares son iguales. Hay diferentes tipos y categorías. Se debe estudiar cómo se comporta cada uno, así como su aporte hídrico.

Por otra parte, en muchos casos y dada la escasa existencia de materia vegetal, no hay prácticamente pérdidas por transpiración y entonces el término Evt estará definido solamente por el fenómeno de evaporación, incluyendo en ese término la sublimación del hielo. De esta forma la ecuación de balance puede redefinirse, incorporando los nuevos términos que se ilustran en la Figura 5.26, como:

$$Pp + Etp + Inf + Esc + Glc + Ptf = 0$$



Figura 5.26. Términos del Balance Hídrico en zonas frías o de alta montaña.

Si se focaliza el análisis del balance en la región en la escorrentía tenemos que la cantidad de agua que sale en forma neta de la región por escorrentía es:

$$Esc = Pp + Ptf + Glc + Inf + Ev$$

En ambientes polares y de alta montaña tanto la evaporación como la infiltración tienen normalmente valores pequeños por lo que, en la mayoría de los casos las pérdidas por escorrentía se pueden calcular como:

$$Esc \approx Pp + Ptf + Glc$$

Concluimos, entonces, que la escorrentía en las cuencas de las regiones polares y de alta montaña es consecuencia de los aportes de las precipitaciones (Pp), del permafrost (Ptf) y de los glaciares (Glc).

Un criterio cualitativo, y que aún está en etapa de análisis, consiste en abordar el estudio de estas regiones considerando a los tres términos mencionados y clasificando las cuencas según la diferente aporte de agua en cada una en ellas (Figura 5.27).

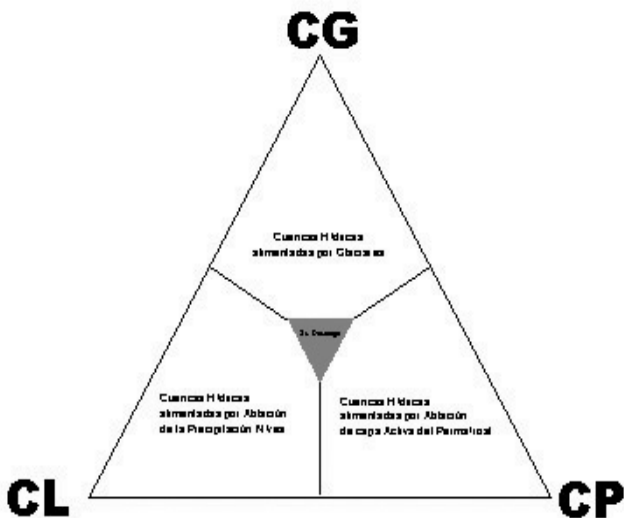


Figura 5.27. Diagrama triangular cualitativo en zonas frías o de alta montaña.

El concepto sobre el cual se desarrolla este esquema triangular es el de establecer una tipología de las cuencas representando en los vértices el aporte principal en cada cuenca. Si en una cuenca la descripción de los aportes de agua corresponde al vértice GC, esto significa que el único aporte a la misma es el de origen glaciar. Equivalentemente, los vértices CP y CL indican cuencas en las que los aportes provienen, respectivamente, del permafrost o de las precipitaciones como única contribución.

Es claro que en las cuencas reales se presenta una combinación de estos factores que se disponen en las áreas interiores del triángulo según su participación en el origen del aporte de agua. Dependiendo de las características climáticas de los ambientes de montaña existen numerosos factores que influyen sobre el comportamiento hidrológico superficial y subterráneo. Por ejemplo, la temperatura del aire, la temperatura del suelo, los vientos, la insolación, etc. influyen de forma distinta en la dinámica hídrica de una cuenca de montaña. De todas formas, habrá en general uno de los aportes que es el que predomina

en la alimentación de la escorrentía y, como se muestra en la Figura 5.27, es posible delimitar el triángulo en tres zonas que son las que definen la siguiente clasificación.

Cuencas hídricas alimentadas por glaciares (CG):

Se caracterizan por un aporte de descarga directa de la ablación glaciaria estival. En dichas cuencas la temperatura del aire, humedad relativa y eventualmente vientos dominantes pueden tener particular incidencia sobre otros factores.

Como se ve en la Figura 5.28 el aporte de aguas desde el glaciar se produce a través de dos vías principales: la escorrentía glaciaria directa debida a la ablación y un flujo subterráneo que pasa por debajo de la capa de permafrost.

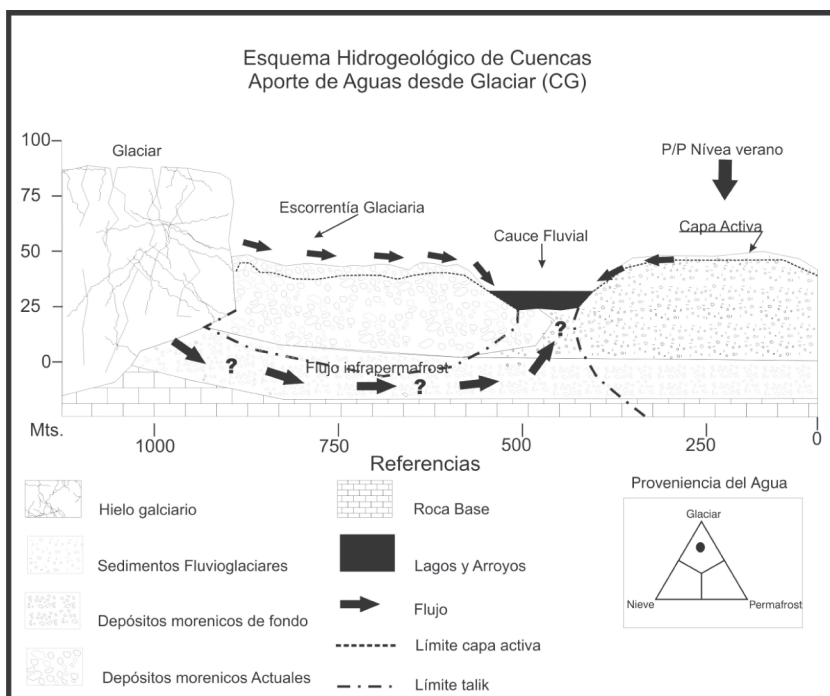


Figura 5.28. Esquema del mecanismo de aporte en cuencas tipo CG.

Cuencas hídricas alimentadas por la capa activa del permafrost (CP):

Durante el descongelamiento estival en la capa activa se desarrolla una zona de de acuíferos supraperafrost. En este caso la presencia de permafrost permanente, continuo o discontinuo, sobre todo durante el verano, tiene particular importancia por causa de su impermeabilidad. La lenta ablación y descenso de la capa activa descarga agua en cursos fluviales. En estos casos la temperatura del suelo, el grado de insolación y la escasez de precipitaciones son los aspectos climáticos dominantes (Figura 5.29).

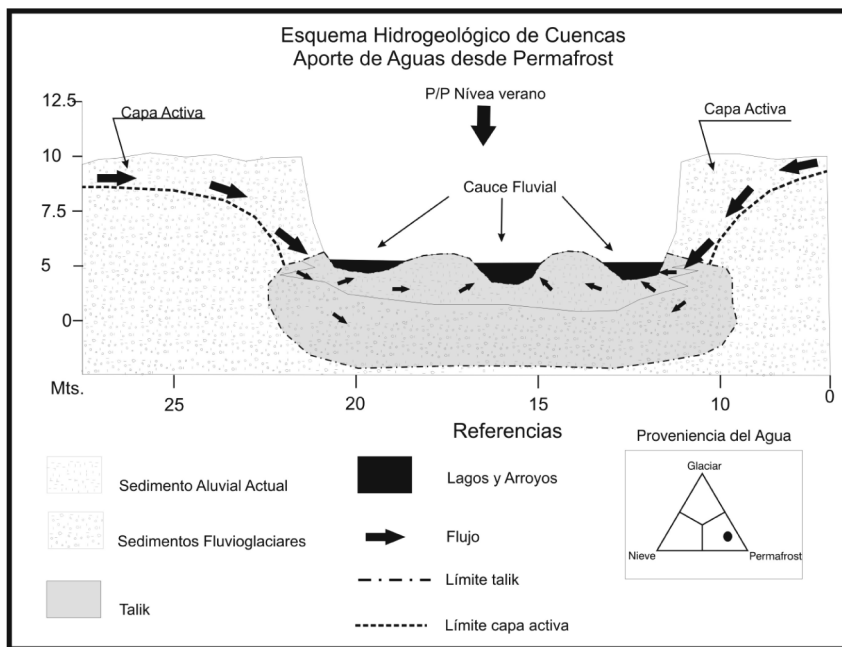


Figura 5.29. Esquema del mecanismo de aporte en cuencas tipo CP.

Cuencas hídricas alimentadas por precipitación nival (CL):

Este tipo de cuencas asemejan su comportamiento a la dinámica fluvial característica de latitudes altas. La alimentación directa de cursos fluviales y acuíferos por recarga de la ablación de las precipitaciones nivas ocurre

en períodos estivales con medias arriba de 0° C, en áreas donde las cuencas no poseen conexión con glaciares y donde el permafrost es discontinuo. En este caso la escorrentía dependerá de la magnitud de las precipitaciones y de parámetros morfométricos de la cuenca y de las permeabilidades de las unidades geológicas de la misma (Figura 5.30).

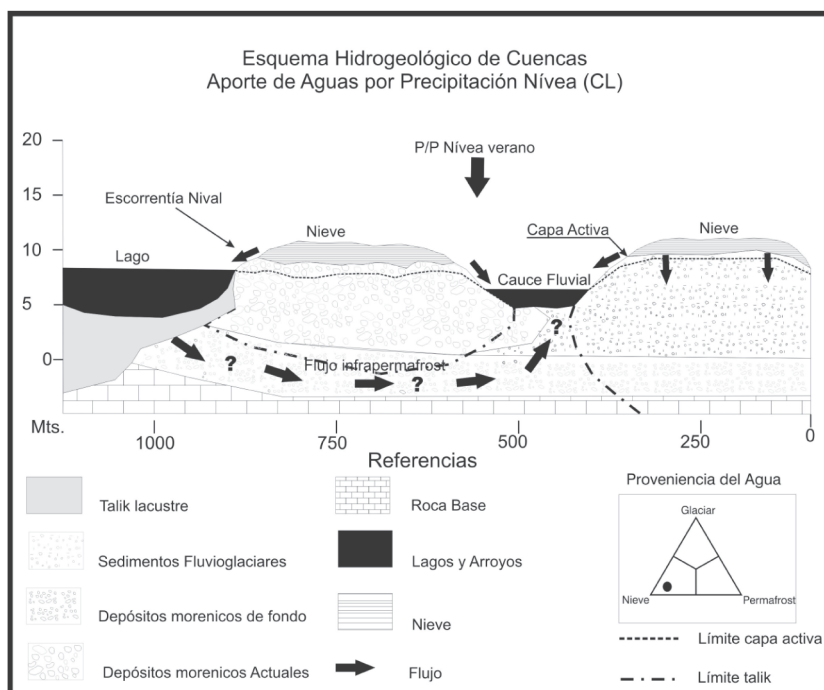


Figura 5.30. Esquema del mecanismo de aporte en cuencas tipo CL.

Comúnmente, las cuencas hidrológicas en la región son ambientes hídricos mixtos, es decir, que poseen descargas glaciares, un importante aporte variable de las precipitaciones (líquida o nívea) y la ablación del permafrost, en algunas de ellas, alguno de estos eventos es dominante sobre los otros.

5.3.3. Relación entre glaciares, hidrología e hidrogeología

En la alta montaña, la existencia de permafrost más glaciares y precipitaciones líquidas estivales, permiten la formación de cantidades significativas de aguas subterráneas. Aunque el aporte de cada fuente debe ser evaluado en cada cuenca en particular, la dinámica hídrica específica se diferenciará notoriamente si existe la posibilidad del aporte subterráneo procedente de los glaciares.

Su relación con las precipitaciones locales favorece el desarrollo de los humedales (mallines) y cuerpos de agua en la cuenca. Los glaciares, en particular en función de su tipología, pueden tener influencia en las descargas superficiales y subterráneas, dependiendo de sus características.

La presencia de glaciares propicia el desarrollo de importantes redes fluviales y sistemas lacustres periglaciares [34]. Además estas regiones suelen hallarse en zonas de permafrost continuo o discontinuo y por ello los sistemas hídricos presentan características típicas muy vinculadas con la dinámica glaciar. Los glaciares son importantes transformadores del paisaje. Por lo común un paisaje glaciario típico permite identificar sus depósitos morrénicos que se ubican al frente y los laterales y en el centro y fondo de la planicie o valle glaciario. Están representados por elevaciones bajas, a veces crioturbadas o que muestran fenómenos geocriogénicos según su situación, como polígonos de piedras y solifluxión. Litológicamente son cuerpos diamictíticos compuestos por clastos en su mayor tamaño con proporciones variables de material más finos. Los depósitos fluvio-glaciares forman la planicie ubicada al frente de los mismos y son materiales clásticos transportados por las aguas de ablación (Figura 5.31).

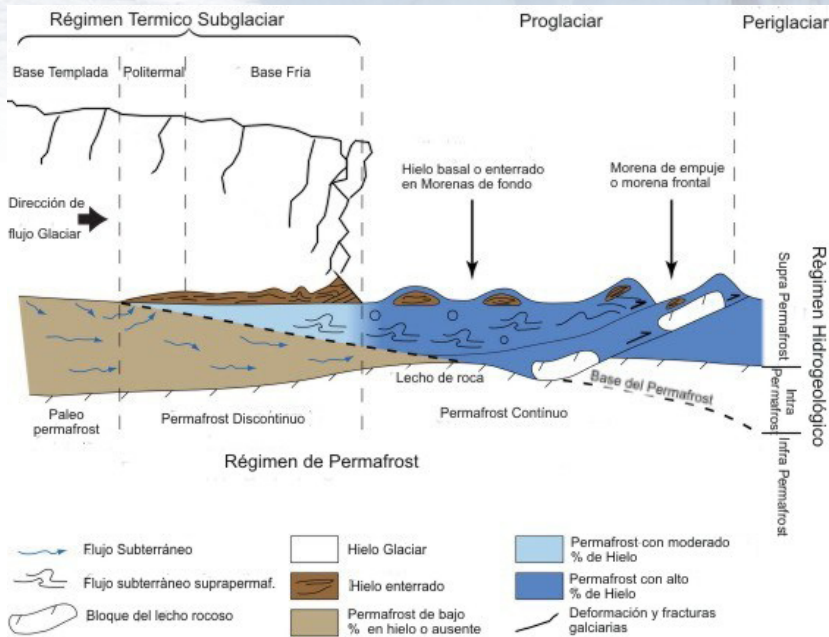


Figura 5.31. Esquema de relación entre glaciares, hidrología e hidrogeología.

Por tratarse de cuencas hídricas directamente relacionadas con las descargas de los glaciares, sobre todo durante el verano, es importante aquí hacer una breve referencia al caso de glaciares tipo politermal o templado que se encuentran en áreas de montaña y en la península Antártica, caracterizados por zonas dístales y marginales en condiciones de base seca y sectores centrales en condiciones de base húmeda.

La dinámica glaciaria puede provocar, y de hecho lo hace con frecuencia, el abandono de la red de drenaje y el cambio hacia un sistema nuevo que puede ser consecuencia de la respuesta al retroceso del glaciar, su avance o la dinámica propia del mismo (como los glaciares de *surge*). La evidencia geomorfológica sugiere que estos cambios son rápidos, dado que difícilmente existen redes de drenaje claramente separadas entre sí, aunque el corrimiento de la red de drenaje suele ser más gradual considerando el gran número de paleocauces existentes en estos ambientes.

Las redes de drenaje suelen ser recientes, poco integradas y su aporte y número de afluentes difiere de los de las paleoredes de drenaje previas. Estas características indican una gran inestabilidad y un cambio reciente en el comportamiento del sistema hídrico relacionado con el retroceso de los glaciares. Esta situación, de retroceso glaciario reciente y modificación del drenaje y escorrentía superficial, puede suponerse característica de todas las cuencas que en la región andina presenten una relación directa con la ablación glaciaria.

En cuanto al análisis de la influencia del clima se han realizado mediciones en arroyos producto de ablación glaciaria pero sólo cuando, durante el período estival, no hubo registro de precipitaciones durante varios días previos al de la medición [35]. Esta consideración permitió estudiar la descarga del cuerpo glaciario y analizar su aporte sin considerar el proveniente de la fusión de nieve. Es importante hacer notar que, cuando se presentan frecuentes condiciones de viento cálido la ablación de hielo y nieve se acelera dramáticamente tanto por fusión (debido a las altas temperaturas) como por evaporación (debido a la baja humedad relativa y al intercambio energético turbulento producido por fuertes vientos), dando lugar a importantes caudales en los cursos proglaciales. Las condiciones meteorológicas propias de estos eventos se caracterizan por vientos de fuertes a muy fuertes, con temperaturas que pueden superar los +10 °C y humedades relativas muy bajas alrededor del 30%. La exacta evaluación y pronóstico de la escorrentía de cursos proglaciales requiere un conocimiento profundo de estas variables [36].

La energía disponible para la fusión de hielo en la superficie de un glaciar viene dada por la ecuación de balance energético:

$$\Sigma Q = R + H + V$$

Donde: Q es la energía por día y por metro cuadrado, R la radiación neta, H la entrada de calor sensible y V la entrada de calor latente. Sin embargo su medición directa no es simple y requiere de un complejo instrumental. Teniendo en cuenta esta limitación, común a gran parte de los estudios de hidrología glaciaria, el análisis se basa en la correlación de la fusión y la temperatura del aire, por ejemplo mediante el empleo de índices grado-día positivos [36].

Aunque la geometría y la dinámica de la red de drenaje de las diferentes cuencas tienen una estrecha relación con la dinámica glaciar es importante mencionar que en estos ambientes puede darse la posibilidad de un aporte significativo de otras fuentes, como por ejemplo el producto de la fusión de la capa activa y una parte superior en la zona del permafrost rico en hielo.

En este sentido los procesos de *icing* han sido estudiados y clasificados según sus fuentes de alimentación y su situación en el relieve [37, 38]. El *icing* en el margen del glaciar es el proceso de formación de áreas donde aflora y se congela la capa freática. Normalmente se da cerca de los bordes glaciares, en lugares donde existe descarga de aguas de fusión glaciar y sobre la superficie de la planicie fluvio-glaciar (Figura 5.32).

La dinámica del proceso de *icing* determina localmente las áreas donde se desarrolla la formación de la zona no saturada y el acuífero libre durante el verano y el grado de conexión con el curso fluvial. Aunque puede existir infiltración en la zona cercana al cauce, siendo éste influente en el acuífero libre, este proceso se considera subordinado y de menor importancia en el esquema hidrogeológico de alta montaña (Figura 5.33).



Figura 5.32. Formación de *icing* en el frente de morrena lateral del glaciar Wisky en la isla James Ross, península Antártica.



Figura 5.33. Cuenca típica en zonas de montaña, Río Marukh, Cáucaso, Rusia.

V.3.4. Relación entre permafrost, hidrología e hidrogeología

El permafrost contiene el agua congelada en los poros de la roca dificultando el movimiento del agua subterránea. Por eso, constituye un horizonte característico y se comporta como un nivel impermeable. El permafrost llega hasta la superficie en los meses de invierno, pero en periodos estivales sufre el proceso de ablación de su capa activa. Por encima del permafrost la temperatura en verano es suficiente para permitir que el agua se almacene en los poros en estado líquido saturando los sedimentos y desarrollando un acuífero libre temporario.

Desde el punto de vista hidrogeológico, el interés se centra en el movimiento y circulación del agua en los niveles *supra*, *inter* e *infra* permafrost y su relación con las precipitaciones, suelos y cursos superficiales [38]. El acuífero libre estival se desarrolla en la sección hidroclimática suprapermfrost, siendo el suelo congelado permanente su nivel impermeable de base. Los mecanismos que conducen al desarrollo de la capa activa y la ablación del suelo congelado se han explicado en el capítulo correspondiente. El agua contenida a

consecuencia del descenso de la capa activa desarrollada durante el verano, conjuntamente con la infiltración producto de la ablación de las precipitaciones niveas, constituye la zona saturada contenida en los acuíferos suprapermafrost (Figura 5.34).

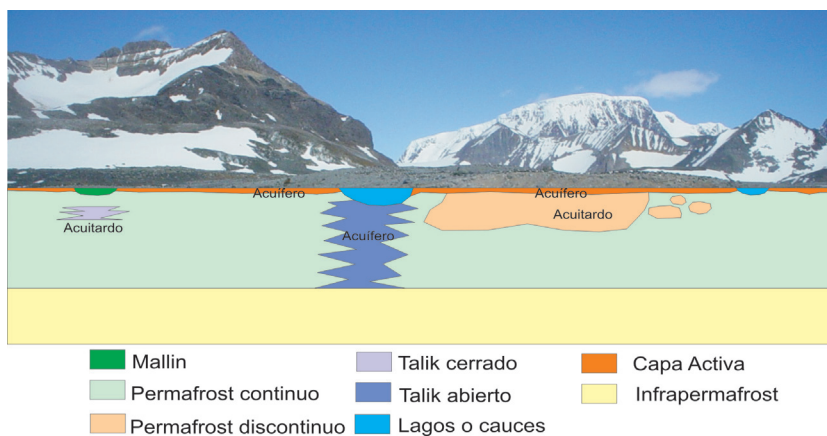


Figura 5.34. Esquema de relación entre permafrost, hidrología e hidrogeología.

Una característica propia del acuífero en zonas de permafrost es la discontinuidad en la ocurrencia del agua [39]. El aumento de la temperatura del suelo incrementa, por ablación de la capa activa, el caudal de descarga en el cauce. Si durante el periodo estival la temperatura del suelo alcanza una media más alta que la de otros años, entonces la capa activa se profundiza hasta quedar hidrológicamente desconectada de los cauces y estos quedan casi sin aporte.

De forma similar en Alaska las características climáticas, topográficas y edáficas de las zonas estudiadas por Lawson et al. [40] manifiestan que los niveles piezométricos, los caudales y las direcciones de flujo en un acuífero libre ubicado por encima del permafrost pueden variar relativamente rápido con la estación, y probablemente de un día para el siguiente. La variación de la condición de suelo congelado a no congelado puede ser abrupta y sin manifestación

superficial. Las superficies superiores y basales, así como los límites laterales de los materiales sub-superficiales permanentemente congelados y poseen un relieve altamente irregular. Combinado con la impermeabilidad del permafrost, estas características pueden afectar significativamente el movimiento del agua subterránea. Esporádicamente existen periodos de flujo nulo o muy escaso en depósitos no congelados aislados, rodeados por permafrost, y en algunas áreas por encima del permafrost que han sufrido extensa fusión. En estos ambientes, la distribución de niveles saturados y no saturados es discontinua.

Por su parte, estudios realizados en la Antártida [35] considerando la evolución de la freaticimetría a lo largo del periodo estival y comparándola con las variaciones climáticas muestran que a temperaturas medias diarias del suelo cercano a los -3°C a $-3,5^{\circ}\text{C}$ el acuífero libre deja lugar al desarrollo del permafrost. Al aumentar las temperaturas medias diarias del suelo el sistema hidrogeológico se activa. Este es una de las expresiones más importantes del control climático sobre el sistema, que presenta elevada relación entre la temperatura del suelo y los caudales de descarga. Dicho control climático sobre el acuífero libre y su influencia sobre su comportamiento hidrológico ha sido sugerido y posteriormente verificado por diversos autores en zonas frías y de alta montaña en otras partes del mundo. El resultado es que el sistema hídrico en su conjunto (superficial y subterráneo) es efímero y estival. Frecuentemente, se presenta activo exclusivamente en el periodo estival mientras que el resto del año hidrológico permanece inactivo o poco activo. Por esta razón, los cursos fluviales, durante el periodo estival, reciben su principal aporte de la descarga del acuífero libre con caudales bajos de gran dispersión en su intensidad diaria e incluso horaria.

El agua disponible en el sistema hídrico superficial posee dos orígenes: la ablación de las precipitaciones nivas y el aporte del acuífero libre estival. En regiones áridas, en Los Andes por ejemplo, el aporte de la ablación sobre los mismos cauces debe considerarse de características esporádicas e incluso marginales durante el verano. La ablación de las precipitaciones nivales invernales constituye un evento hídrico que suele ocurrir durante la primavera en un lapso relativamente breve de tiempo. Durante gran parte del periodo estival el principal aporte es la descarga del acuífero libre a consecuencia del descenso de la capa activa (Figura 5.35). De esta forma el acuífero libre tiene un comportamiento influente sobre la red de drenaje. Estos valores varían a lo largo del día en relación estrecha con los parámetros meteorológicos de temperatura, insolación y en menor medida las precipitaciones nivales.



Figura 5.35. Talik en Permafrost en montaña (Berenghi, Cáucaso, Rusia).

El sistema hídrico superficial se constituirá por una serie de pequeños cursos de agua con régimen temporario estacional, activos sólo durante la época estival, que fluyen con drenaje. Sobre la base del estudio de escorrentía se ha podido determinar que la presencia de agua en los cursos fluviales estacionales se relaciona poco con la ablación de nieve en la cuenca hídrica y en parte con la descarga del acuífero libre estival en la medida en que éste es cortado por la topografía de los cauces. El agua suele endicarse en sectores bajos donde la capa activa es somera (menor a un metro) lo cual, en ocasiones, genera áreas pantanosas. Además diversos autores sostienen que las zonas con capa activa delgada inhiben la comunicación entre los acuíferos ubicados por encima del permafrost y el movimiento suprapermafrost del agua. En estas condiciones hidrológicas y durante el periodo estival, las cuencas hídricas aguas abajo tienen caudales muy variables en la desembocadura y de poca magnitud y con salinidades más altas, incluso, llegando a ser salobres. Estos valores varían en relación estrecha con los parámetros meteorológicos de temperatura, insolación y precipitaciones níveas.

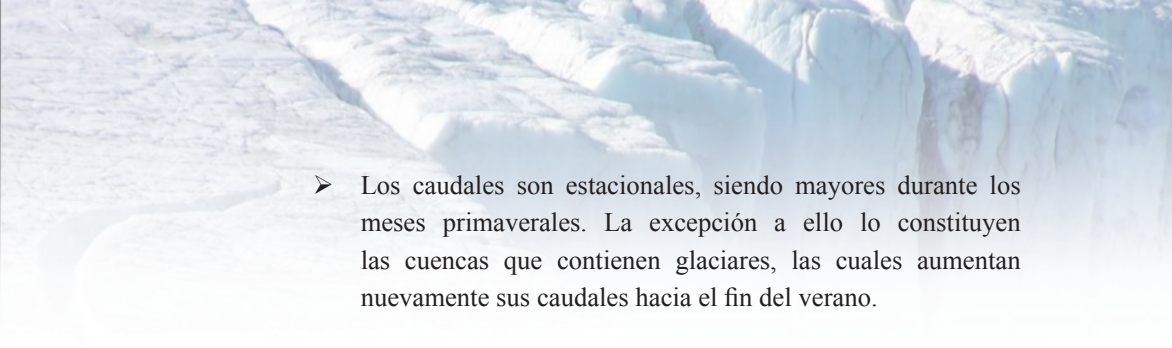
V.3.5. Hidrología e hidrogeología en zonas periglaciales templadas y frío-templadas

Estas áreas periglaciares suelen presentar una red de drenaje joven, poco integrada e inestable con elevadas pendientes y gradientes hidráulicos lo que permite transportar una elevada carga clástica y, probablemente, erosionar los lechos [Figura 5.36].



Figura 5.36. Zona periglacial erosiva al frente de morena frontal de glaciar Torre (CHPS - Chalten).

Restringiendo al máximo la sedimentación muchos de los materiales detríticos modernos pueden corresponder a antiguos flujos de detritos, morrenas antiguas, depósitos morrénicos re TRABAJADOS, depósitos coluviales y otros, no afectados por la acción erosiva. Los escasos análisis de los hidrogramas existentes denotan a las siguientes observaciones:

- 
- Los caudales son estacionales, siendo mayores durante los meses primaverales. La excepción a ello lo constituyen las cuencas que contienen glaciares, las cuales aumentan nuevamente sus caudales hacia el fin del verano.
 - El caudal de los cursos de agua es altamente dependiente de la temperatura del ambiente.
 - En cuencas que no son afectadas por el derretimiento de “glaciares”, los caudales de los cursos de agua disminuyen gradualmente durante los meses del verano a medida que se reduce la descarga desde los acuíferos y escombros de falda reduciéndose además la recarga de los acuíferos. Los caudales en los cursos de agua continúan disminuyendo lentamente hasta mantener un flujo base durante los meses invernales.
 - El caudal de los cursos de agua es altamente dependiente de la temperatura. Las bajas temperaturas en la madrugada pueden reducir el caudal de los cursos de aguas durante el inicio del período de escurrimiento primaveral. La variación del caudal diurno disminuye desde Diciembre a Marzo.
 - Los recursos de aguas subterráneas se presentan dentro de materiales no consolidados aluviales y coluviales, y en unidades de lechos de rocas fracturadas.
 - Existe una importante componente de recarga por infiltración directa de la ablación de hielo y nieve, y/o por infiltración de cursos de agua.
 - Las concentraciones salinas medias más frecuentes corresponden a aguas dulces, pero esto puede tener importantes variaciones locales en aguas superficiales y más aún en las subterráneas. También es frecuente que aguas de relativamente baja salinidad presenten cationes y trazas indeseables o pH ácidos.

La dinámica del sistema determina que mucha de la escorrentía corresponda a aguas provenientes del derretimiento de la nieve acumulada, cuando las temperaturas están sobre el grado de congelamiento. Los caudales de base suelen asignarse a aguas de lluvia o derretimiento de nieve, que fluyen aguas abajo o infiltran los acuíferos para descargar sobre lechos de arroyos. Debe considerarse esto último como una especulación muy simplificada de un ambiente complejo.

Existen allí un buen número de vertientes y manantiales y que fluyen hacia pequeños cauces fluviales. Las vertientes y manantiales meteóricos de agua están generalmente asociados con acuíferos aluviales de poca profundidad.

Se ubican en elevaciones menores en las cuencas en material aluvial. El caudal es generalmente efímero y difuso, controlado probablemente por derretimiento de nieve y escurrimiento estacional. Los flujos de estas vertientes y manantiales se caracterizan por su baja salinidad, y asociados a sus áreas de descarga se presentan depósitos de precipitados.

El lecho de roca, vertientes y manantiales aluviales, están alimentados por agua que ha circulado más profundamente dentro o sobre el aluvial o basamento rocoso. En algunas zonas las vertientes de lechos de rocas y materiales aluviales pueden estar relacionadas con áreas de termas de agua caliente.

Diversos autores interpretan que en las secciones de descarga de aguas subterráneas se presentan pequeños sistemas de vegas (mallines). En sectores adyacentes a los tributarios principales y también en el fondo de los valles aguas abajo donde se ubican sistemas de vegas más extensos.

La mayoría de los sistemas de vegas la cordillera consisten en áreas de vegetación de tipo gramíneo, musgos, líquenes y con niveles freáticos aflorantes. El agua puede descargarse desde la vega por flujo superficial hacia el sistema de aguas superficiales adyacentes, o por evaporación y/o evapotranspiración desde los niveles saturados. Se pueden observar procesos de evaporación de las superficies de los cursos de agua, vegas, mallines [5.37] y aguas subterráneas cerca de la superficie. La infiltración suele provenir de los cursos de agua hacia las aguas subterráneas, en zonas sin permafrost.



Figura 5.37. Mallín de alta montaña Cerro, Santa Cruz, Argentina.

La distribución del agua subterránea en estas áreas es también función de la litología de las mismas. A grandes rasgos, ya que no hay estudios sistemáticos, pueden dividirse en dos grupos. Acuíferos clásticos desarrollados sobre la base de materiales no consolidados de diverso origen en, como glaciar, fluvio-glaciar, aluviales y/o coluviales. Un segundo grupo son los acuíferos fisurados que se desarrollan en unidades de rocas duras, ya sean ígneo-metamórficas, volcánicas o sedimentarias antiguas muy consolidadas donde la fracturación y alteración les proveen la permeabilidad necesaria.

Referencias

- [1] Rampino M.R., S. Self & R.B. Stothers (1988). «Volcanic winters». *Annual Review of Earth and Planetary Science* 16: pp.73–99
doi:10.1146/annurev.earth.16.050188.000445.
- [2] Oppenheimer C., 2002. Limited global change due to the largest known Quaternary eruption, Toba 74 Kyr BP, *Quaternary Science Reviews*, 21, 1593-1609.
- [3] Mason B.G., D.M. Pyle, AND C. Oppenheimer, 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth, *The Bulletin of Volcanology*, 66 (8), 735-748.
- [4] Виноградов В.Н. Современное оледенение районов активного вулканизма. М: Наука. 1975. 103 с.
- [5] Araña, V. Y Ortiz, R., 1993. Riesgo Volcánico. En: *La Volcanología Actual*. Martí, J. Y Araña, V. (Eds.). Nuevas Tendencias, CSIC, 277-385. Madrid.
- [6] <http://www.sciencedaily.com/releases/2008/04/080423135236.htm>
University of California - Davis (25 Abril, 2008). Volcanic Eruption Of 1600 Caused Global Disruption. Science Daily
- [7] Rampino, M.R. and Self, S. (1982). Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols and climatic impact. *Quat. Res.*, 18,127-143.
- [8] Brohan, P., J.J. Kennedy, I. Haris, S.F.B. Tett Y P.D. Jones (2006). «Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850». *J. Geophysical Research* 111: pp. D12106. doi:10.1029/2005JD006548.
- [9] <http://www.exonline.com.mx>
- [10] (<http://fototelegraf.ru/AP Photo/Brynjar Gauti>)
- [11] (<http://REUTERS/Lucas Jackson>)

- [12] (imagen satelitaria Geographic llc, NAVTEQ).
- [13] <http://www.ecosystem.ru/>
- [14] ([hppt://www.tierra.metrics](http://www.tierra.metrics))
- [15] Виноградов В.Н. Современное оледенение Авачинской группы вулканов 1970. Вопросы географии Камчатки.. № 6. с. 51-61.
- [16] Маневич Т.М., САМОЙЛЕНКО С.Б. Ледники Пиначевского хребта 2010. Материалы VIII региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский.
- [17] <http://www.Volcanes en Nueva Zelanda. ASRTONNO/>
- [18] (<http://www.elnevadodelruiz.com/>)
- [19] (<http://www.sgc.gov.co/Popayan>)
- [20] Correa A. M., Cepeda H., Pulgarin B. Y Ancochea E. 2000. El Volcán Nevado del Huila (Colombia): rasgos generales y caracterización composicional. GEOGACETA.27. 2000
- [21] Cepeda, H. Y Correa, A.M. (1995): Evaluación de Amenaza y Vigilancia Volcánica del Complejo Volcánico Nevado del Huila. Ingeominas - Corp. Nasa Kiwe, 30pp.
- [22] (<http://www.Planet.ru/>)
- [23] NASA <http://en.wikipedia.org/wiki/Mount>
- [24] Orheim, O., 1972. Volcanic activity on Deception Island, South Shetland Islands. In: Adie, R.J. (Ed.). Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget, p. 117-120,
- [25] Orheim, O., 1972. A 200-year record of glacier mass balance at Deception Island Southwest Atlantic Ocean, and its bearing on models of global climatic change. Inst. Polar Studies, Ohio State University Columbus, Report 42, 118 p.

- [26] González-Ferrán, O., Munizaga, F. Y Moreno, H., 1971. Síntesis de la evolución volcánica de isla Decepción y la erupción de 1970. Instituto Antártico Chileno. Serie Científica, 2, 1-14
- [27] Govorukha, L.S., 1973. International expedition to Deception Island. Probl. Arkt. Antarkt. 41: 85-90.
- [28] Aristarain, A.J. Y Delmas, R. J., 1998. Ice record of a large eruption of Deception Island Volcano (Antartica) in the XVIIIth century. Journal of Volcanology and Geothermal Research 80: 17-25.
- [29] Aristarain, A.J., Delmas, R. J. Y BRIAT, M., 1982. Snow chemistry on James Ross Island, Antarctic Peninsula. Journal of Geophysics Research 87: 11004-11012.
- [30] Baraldo, A. Y Rinaldi C.A., 2000. Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Islands, 12-20.
- [31] Heras, R. 1972. Manual de Hidrología. Instituto de Hidrología. Madrid. España. 6 Tomos.(D)
- [32] Custodio E.y M.R. Llamas, 1983. *Hidrología Subterránea*. Editorial Omega, Segunda Edición, Tomos I y II. Barcelona, España.
- [33] Köppen, W. 1918. "Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf." Petermanns Mitt., Vol. 64, pp. 193-203.
- [34] Paterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers*. Third edition, Oxford. Elsevier. 497 pp.
- [35] Silva Busso A, 2009. Aguas Superficiales y Subterráneas en el Área Norte de la Península Antártica. En: Silva Busso (2009), El Agua en el Norte de la Península Antártica, INA, DNA-IAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara Cap.4 p: 47 - 82, Buenos Aires, Argentina.
- [36] Braithwaite, R.J. 1995. positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modeling. Journal of Glaciology, Vol. 41 No. 137, 153-160.

- [37] Alekseyev, V.R. 1985. *Naledi i nalednye protsessi (Icings y procesos de icing)*. Academia de Ciencias de la USSR, Irkutsk, 287, (En Ruso).
38.- Ermolin, E. y A. Gorbunov. (1979). *Naledi v gorakh Zentral'noy Asii (Icing en las montañas de Asia Central)*. Datos de estudios glaciológicos. Papt. 36. Acad. de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, 53-59, (En Ruso).
- [38] Tolstijin, N.I. Y Kiriujin V.A. (1978). *Vvedenie v regionalnuu gidrogeologiu (Introducción a la Hidrogeología Regional)*. Editorial LGI, Moscú, 235, (En Ruso).
- [39] Lawson, D.E., Strasser J.C. and Davi J.M., 1994. Geological and geophysical investigations of the hydrogeology of Operable *Unit 3*. *Interim draft report prepared for the US Army 6th ID and US Army Engineer District*, Alaska by the Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire.
- [40] Lawson D.E., S. A. Arcone, A. J. Delaney, J. D. Strasser, J. C. strasser, C. R. Williams AND T. J. Hall, 1998. Geological and Geophysical Investigations of the Hydrogeology of Fort Wainwright, Alaska. Part II: North-Central Cantonment Area. Cold Regions Research & Engineering Laboratory Report 98-6. US Army Corps of Engineers, Hanover, New Hampshire.





Autores y Glosario



LOS AUTORES

EVGENIY ERMOLIN:

Es doctor en Ciencias Geográficas (Orientación Geomorfología, Glaciología, Geocriología y Geotecnia) de la Universidad de Moscú en 1979.

Durante más de 20 años trabajó en el Laboratorio de Glaciología y Geocriología de Alta Montaña perteneciente al Instituto de Permafrost de la Academia de Ciencias de la URSS, llegando a ser Director del mismo en el período 1990 – 1994. Entre 1994 y 1998 fue representante de la Facultad de Geografía de la Universidad de Moscú en la empresa Georam y, en tal carácter fue el Director de la División Glaciología de la misma. Desde 1999 trabaja en el Instituto Antártico Argentino.

Ha participado y dirigido numerosos proyectos de estudio de fenómenos criogénicos en glaciares y zonas periglaciares de Siberia, Asia Central, Antártida y Patagonia y es autor o coautor de más de cien publicaciones e informes sobre el tema.

ANDREY GLAZOVSKIY:

Es doctor en Glaciología del Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de la URSS, título que obtuvo en 1984.

Desde 1985 se desempeña en el Departamento de Glaciología del Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Rusia donde es actualmente investigador principal.

Sus intereses de investigación están orientados al estudio de las glaciaciones y de la evolución y estructura interna de glaciares y es un referente internacional en el empleo de métodos remotos de medición.

Ha participado y dirigido numerosos estudios de glaciares en el Ártico y en la Antártida varios de ellos vinculados a los efectos antropogénicos sobre glaciares. Es autor o coautor de más de cien publicaciones e informes en su especialidad.

ADRIÁN SILVA BUSSO:

En 2000 obtuvo el título de doctor en Ciencias Geológicas (Orientación Hidrología) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.



- AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES -

Desde 1993 se desempeña como investigador en el área de hidrología en el Instituto Nacional del Agua y es docente en la Universidad de Buenos Aires. Actúa también como docente en otras universidades nacionales. Desde 1997 actúa como investigador invitado en las campañas antárticas de verano del Instituto Antártico Argentino.

Ha actuado en numerosos proyectos hidrológicos, muchos de ellos vinculados con áreas glaciares y periglaciares. Es autor de más de cincuenta publicaciones e informes de su especialidad.

GLOSARIO

Ablación: Proceso por el cual un glaciar pierde masa. Las pérdidas en superficie vienen de un aporte de energía desde la atmósfera. Una parte de la ablación, limitada en cantidad excepto en las regiones volcánicas, proviene del calor del suelo (flujo geotérmico) y de los esfuerzos mecánicos debidos a las deformaciones sufridas por el hielo. La zona de ablación, donde la ablación supera la acumulación durante el año, forma la parte baja del glaciar. Esta zona varía de un año a otro.

Acuífero criogénico: Término hidrogeológico referido a un estrato u horizonte rocoso que presenta una permeabilidad buena, capaz de ceder agua por estar descongelado. Por otro lado los acuíferos pueden clasificarse conforme su posición relativa con el permafrost en la zona periglacial fría.

Acuíferos suprapermafrost Son aquellos que se desarrollan por encima del permafrost a consecuencia de la ablación de la capa activa. La capa activa, es la capa superior del suelo que está sometida a ciclos (diurnos y estacionales) de congelamiento y descongelamiento. También se la denomina *capa de congelamiento y descongelamiento estacional* y es la capa que se congela y descongela anualmente. Sinónimo de capa activa. Las zonas descongeladas en superficie reciben el nombre de *Talik*. Estos pueden ser cerrados o abiertos en función de su conexión con el flujo subterráneo. Están relacionados comúnmente al subsuelo de las zonas de cauce de los arroyos y debajo de los cuerpos de agua. La zonas típica para sectores periglaciales fríos-templados.

Acuíferos interpermafrost: Son aquellos que se desarrollan dentro del permafrost a consecuencia de la presencia de diferentes litologías con diferente comportamiento térmico, aguas salobres o salinas, flujos subterráneos más profundos y/o de mayor temperatura, zonas de discontinuidad (fallas o fracturas) u otros. Se asigna el nombre *Talik aislado* a las zonas descongeladas que pueden tener características acuíferas de acuerdo con su permeabilidad.

Acumulación: Proceso mediante el cual el glaciar acumula masa, esencialmente gracias a las precipitaciones sólidas recogidas en su superficie. La acumulación comprende también los aportes de la escarcha, del despla-

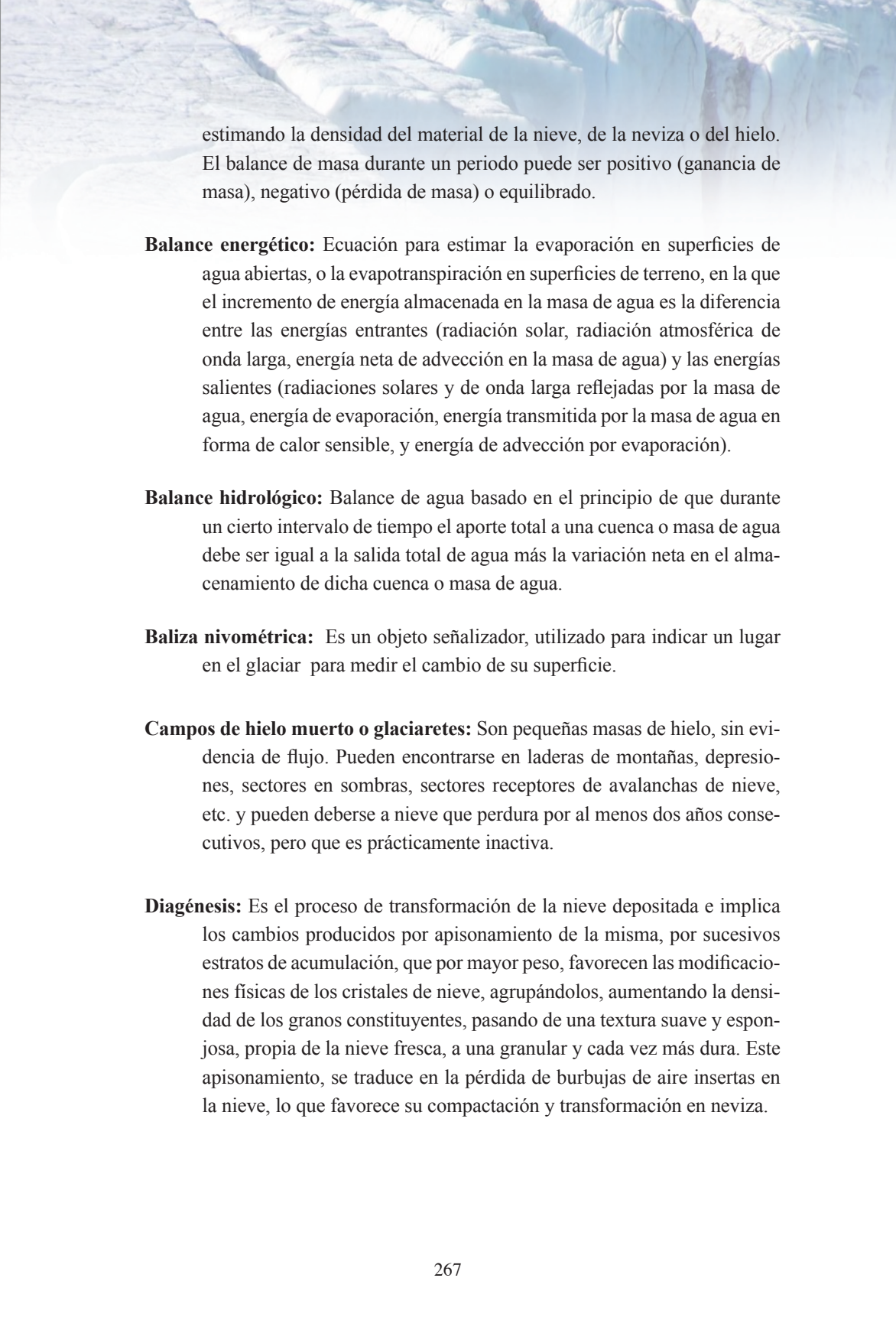
zamiento de la nieve por el viento, de las avalanchas y de las coladas provenientes de las paredes empinadas. La zona de acumulación de un glaciar es la región donde el depósito resiste a la ablación, durante un año. La extensión de la zona de acumulación de un glaciar varía de un año a otro con el balance de masa.

Albedo: Viene del latín albedo que significa blancura. Designa el poder que tiene un cuerpo para reflejar la radiación que recibe. El albedo alcanza 1 cuando toda la radiación se refleja, ó 0 cuando toda la radiación se absorbe, como en el caso de un cuerpo negro perfecto. En la superficie de un glaciar, el albedo se sitúa a menudo entre 0.8 (aquel de la nieve fresca) y 0.4 (aquel del hielo que no ha sido cubierto de detritos minerales orgánicos). El albedo juega un papel primordial en el balance de energía de un glaciar, y de manera más general en aquel de la Tierra.

Año hidrológico: Recorte del año en función de la distribución de las precipitaciones y del escurrimiento de los ríos. El año hidrológico empieza cuando las reservas de agua de una cuenca alcanzan su nivel mínimo. En las latitudes medias y altas (Alpes, Alaska), el año hidrológico en las cuencas con glaciares inicia cuando la acumulación promedio sobre dichos glaciares supera la ablación. Bajo el trópico y en las regiones donde las precipitaciones caen durante el verano (Tien Shan, Tibet), el año hidrológico empieza mientras que la acumulación crece en la parte alta del glaciar y que la ablación crece también en la parte baja del glaciar. Bajo la línea ecuatorial (Ecuador), sin embargo, esta periodicidad puede ser poco acertada

Balance de energía: Este balance consiste en cuantificar todos los aportes y la pérdida de energía. Estos flujos pueden ser de origen radiactivo (de ondas cortas y de ondas largas), de origen turbulento (ligada al movimiento de la atmósfera y del cambio de fase del agua) o de origen conductivo (condición del calor en el suelo). El balance de energía en la superficie incluye la fusión de la nieve o del hielo.

Balance de masa: Se define como la diferencia entre la acumulación (precipitaciones sólidas, escarchas, aportes del viento) y la ablación (fusión, sublimación, calving) a lo largo del tiempo, en general un año hidrológico. Se expresa en metros cúbicos, en toneladas de hielo o de equivalente agua



estimando la densidad del material de la nieve, de la neviza o del hielo. El balance de masa durante un periodo puede ser positivo (ganancia de masa), negativo (pérdida de masa) o equilibrado.


Balance energético: Ecuación para estimar la evaporación en superficies de agua abiertas, o la evapotranspiración en superficies de terreno, en la que el incremento de energía almacenada en la masa de agua es la diferencia entre las energías entrantes (radiación solar, radiación atmosférica de onda larga, energía neta de advección en la masa de agua) y las energías salientes (radiaciones solares y de onda larga reflejadas por la masa de agua, energía de evaporación, energía transmitida por la masa de agua en forma de calor sensible, y energía de advección por evaporación).

Balance hidrológico: Balance de agua basado en el principio de que durante un cierto intervalo de tiempo el aporte total a una cuenca o masa de agua debe ser igual a la salida total de agua más la variación neta en el almacenamiento de dicha cuenca o masa de agua.

Baliza nivométrica: Es un objeto señalizador, utilizado para indicar un lugar en el glaciar para medir el cambio de su superficie.

Campos de hielo muerto o glaciaretos: Son pequeñas masas de hielo, sin evidencia de flujo. Pueden encontrarse en laderas de montañas, depresiones, sectores en sombras, sectores receptores de avalanchas de nieve, etc. y pueden deberse a nieve que perdura por al menos dos años consecutivos, pero que es prácticamente inactiva.

Diagénesis: Es el proceso de transformación de la nieve depositada e implica los cambios producidos por apisonamiento de la misma, por sucesivos estratos de acumulación, que por mayor peso, favorecen las modificaciones físicas de los cristales de nieve, agrupándolos, aumentando la densidad de los granos constituyentes, pasando de una textura suave y esponjosa, propia de la nieve fresca, a una granular y cada vez más dura. Este apisonamiento, se traduce en la pérdida de burbujas de aire insertas en la nieve, lo que favorece su compactación y transformación en neviza.



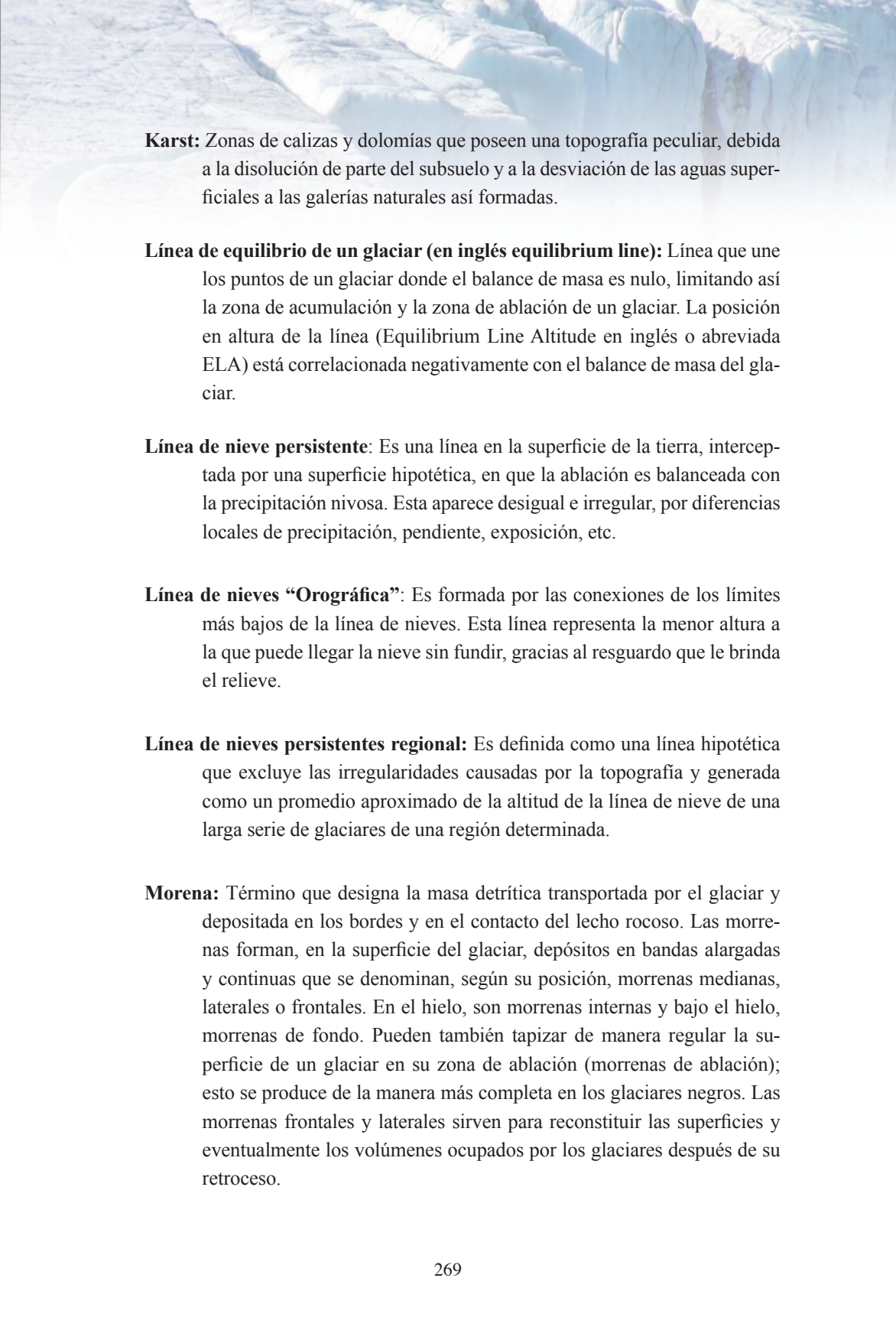
Firn: Es un tipo de nieve parcialmente compactada, o un tipo de nieve que ha quedado de inviernos pasados y se ha recristalizado hasta formar una sustancia más densa que la nieve fresca. También se suele considerar hielo que se encuentra en un estado intermedio entre nieve y hielo glacial.

Frente (de un glaciar): Parte terminal de un glaciar, el cual sometido a avances o retrocesos según el balance de masa de superficie y el aporte de hielo proveniente de la parte alta. En los glaciares templados (hielo a temperatura de fusión), es frecuente que un torrente salga del frente, al contacto entre el hielo y el lecho rocoso. Gran parte de los residuos rocosos gruesos transportados por el glaciar y que no fueron recogidos por el torrente emisario son abandonados en el frente, formando morrenas frontales importantes cuando el frente permanece en el mismo lugar un buen tiempo.

Fusión (o derretimiento): Transformación del hielo o de la nieve en agua. Este proceso requiere de una energía de 334,000 Joules por kg. La fusión es el proceso de ablación dominante en los glaciares, principalmente cuando la atmósfera tiene una temperatura positiva, cuando está húmeda y la recorren vientos de baja intensidad.

Glaciar: Masa de hielo de amplitud hectométrica o mayor, permanente a escala humana, que se deforma bajo efecto de su propio peso. Esta masa se desplaza a una velocidad anual de orden métrico a kilométrico en superficie. Un glaciar puede, según el relieve, tomar una forma de cúpula (casquete glaciar), de abanico, con crestas rocosas en la cima (glaciar de circo), de bloque suspendido a una pared inclinada (glaciar suspendido) o de lengua muy alargada que serpentea al fondo de un valle (glaciar de valle). Estas formas pueden combinarse entre sí, por ejemplo en la parte alta puede haber un casquete cuyo hielo evacua hacia los bordes a través de lenguas individuales (glaciares exutorios o emisarios de casquetes). Los glaciares varían constantemente en superficie, volumen y velocidad, en respuesta a su balance de masa y a otros factores locales.

Glaciar de roca: Es un cuerpo de derrubios y hielo subterráneo que fluye bajo su propio peso.



Karst: Zonas de calizas y dolomías que poseen una topografía peculiar, debida a la disolución de parte del subsuelo y a la desviación de las aguas superficiales a las galerías naturales así formadas.

Línea de equilibrio de un glaciar (en inglés equilibrium line): Línea que une los puntos de un glaciar donde el balance de masa es nulo, limitando así la zona de acumulación y la zona de ablación de un glaciar. La posición en altura de la línea (Equilibrium Line Altitude en inglés o abreviada ELA) está correlacionada negativamente con el balance de masa del glaciar.

Línea de nieve persistente: Es una línea en la superficie de la tierra, interceptada por una superficie hipotética, en que la ablación es balanceada con la precipitación nivosa. Esta aparece desigual e irregular, por diferencias locales de precipitación, pendiente, exposición, etc.

Línea de nieves “Orográfica”: Es formada por las conexiones de los límites más bajos de la línea de nieves. Esta línea representa la menor altura a la que puede llegar la nieve sin fundir, gracias al resguardo que le brinda el relieve.

Línea de nieves persistentes regional: Es definida como una línea hipotética que excluye las irregularidades causadas por la topografía y generada como un promedio aproximado de la altitud de la línea de nieve de una larga serie de glaciares de una región determinada.

Morena: Término que designa la masa detrítica transportada por el glaciar y depositada en los bordes y en el contacto del lecho rocoso. Las morrenas forman, en la superficie del glaciar, depósitos en bandas alargadas y continuas que se denominan, según su posición, morrenas medianas, laterales o frontales. En el hielo, son morrenas internas y bajo el hielo, morrenas de fondo. Pueden también tapizar de manera regular la superficie de un glaciar en su zona de ablación (morrenas de ablación); esto se produce de la manera más completa en los glaciares negros. Las morrenas frontales y laterales sirven para reconstituir las superficies y eventualmente los volúmenes ocupados por los glaciares después de su retroceso.

Neviza: La neviza puede definirse como el material cuya densidad está comprendida entre 0.55 g/cm³ y la densidad del hielo. Sin embargo, ciertos autores nombran neviza una nieve que tiene más de un año de edad. En una gama de densidad de 0.8-0.84 g/cm³, la neviza se transforma en hielo.

Penitentes: Inclinación de la superficie expresada como la diferencia de cota entre dos puntos dividida por la distancia entre ellos.

Permafrost: Es suelo sedimento o roca permanentemente congelado, Su clasificación se basa únicamente en la temperatura, no la humedad o la cobertura del suelo. El suelo debe permanecer en o por debajo de 0 °C durante al menos dos años con el fin de ser considerado permafrost.

Sublimación: Pérdida de hielo en la fase de vapor. Este proceso requiere una gran cantidad de energía, equivalente a 2.834 Joule por gramo, es decir aproximadamente 8,5 veces más que la fusión. La importancia de la sublimación es elevada en los medios donde la atmósfera es seca y ventosa. Interviene en la formación de los penitentes de nieve y de los penitentes de hielo.

Torrente (río) emisario: Torrente que sale del frente de un glaciar. En los glaciares templados (hielo con temperatura de fusión a nivel del lecho rocoso), el torrente es sub-glaciar y se escurre en la superficie del lecho rocoso, mientras que en los glaciares fríos (hielo con temperatura negativa a nivel del lecho rocoso), el torrente se escurre en la superficie o a escasa profundidad. En áreas andinas de alta montaña, los acuíferos suprapermafrost se desarrollarían donde efectivamente se verifique la presencia del permafrost. Algunos procesos relacionados con acuíferos suprapermafrost son:

Termoerosión: Remoción y transporte del material de la superficie del suelo congelado, tanto por escurrimiento superficial como por fusión de los hielos enterrados. .

Termokarst: Es un karst térmico producido por la fusión de los hielos subterráneos en el permafrost rico en hielo.





Green Cross Argentina

*Av. Luis María Campos 1386 1º A Torre Zabala
C1426BOY, Ciudad Autónoma de Buenos Aires
República Argentina*

Tel./ Fax: +54 11 4773-2838 / 4778-0299

E-mail: greencrossar@arnet.com.ar

www.greencross.org.ar