



SITIOS INTERÉS GEOLOGICO

de la República Argentina

EL CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR

Un pasado, un presente... y un futuro incierto

Eduardo C. Malagnino¹

Sitios de Interés Geológico de la República Argentina

EDITOR

Comisión Sitios de Interés Geológico de la República Argentina (CSIGA):
Gabriela Anselmi, Alberto Ardolino, Alicia Echevarría, Mariela Etcheverría, Mario Franchi,
Silvia Lagorio, Hebe Lema, Fernando Miranda y Claudia Negro

COORDINACIÓN

Alberto Ardolino y Hebe Lema

DISEÑO EDITORIAL

Daniel Rastelli

Referencia bibliográfica

Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. CSIGA (Ed.) Instituto
de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino,
Anales 46, II, 461 págs., Buenos Aires. 2008.

ISSN 0328-2325

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción
Publicado con la colaboración de la Fundación Empremin



INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES

Av. General Paz 5445 (Colectora provincia)
Edificio 14 - 1650 - San Martín - Buenos Aires
República Argentina



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia)
Edificio 25 - 1650 - San Martín - Buenos Aires
República Argentina

www.segemar.gov.ar | comunicacion@segemar.gov.ar | csiga@segemar.gov.ar

BUENOS AIRES - 2008

Eduardo C. Malagnino¹

■ RESUMEN

El Campo de Hielo Patagónico Sur se extiende en el ámbito de la cadena andina austral cubriendo aproximadamente 14.200 kilómetros cuadrados de superficie. Lo compone un gran número de glaciares, entre los que sobresale el Perito Moreno, conocido mundialmente por los repetidos endicamientos y las posteriores rupturas que tienen lugar en su zona frontal. Este cuerpo de hielo y otros 55 más, entre los que se destacan los glaciares Upsala y Viedma, se hallan en el ámbito del Parque Nacional Los Glaciares. En la actualidad el campo de hielo configura el último relicto que perdura desde la mayor extensión glaciaria que tuvo a partir del Mioceno tardío y durante el Pleistoceno, hasta hace aproximadamente unos 20.000 años atrás. A partir de esa fecha comenzó a reducirse sostenidamente, pero con breves reavances menores que no llegaron a vencer la declinación general. En este trabajo se reseñan sus particularidades generales, su evolución temporal y las causas que gobernaron, y gobiernan, su desarrollo.

■ ABSTRACT

The Southern Patagonian Ice Field extends over approximately 14,200 square kilometers within the southern Andean chain. It comprises a large number of glaciers of which the Perito Moreno, known world-wide for repeated occurrences of blockades and subsequent breakthroughs in its frontal area, is of particular note. This body of ice and 55 others, including the Upsala and Viedma glaciers, are located in Argentina in the area of Los Glaciares National Park. The ice field persists today as the last remnants of a major glacial expansion that took place in the Late Miocene and Pleistocene, lasting until about 20,000 years ago. Since then it began to decline steadily, with brief minor re-advances which failed to overcome the overall decline. This paper summarizes their general particularities, its temporal evolution and astronomical and terrestrial causes ruled that its development.

INTRODUCCIÓN

El Campo de Hielo Patagónico Sur configura un extenso conjunto de glaciares que, en el ámbito de los Andes Patagónicos de la provincia de Santa Cruz, y de la República de Chile, se extienden a lo largo de 370 kilómetros de longitud, entre los 48° 17' y 51° 35' de latitud Sur, cubriendo aproximadamente 14.200 kilómetros cuadrados de superficie (Figura 1). Formando parte de este campo, existen en territorio argentino más de 55 lenguas de hielo bien definidas. De todos estos glaciares el que acapara la atención mundial es el glaciar Perito Moreno, debido al singular comportamiento dinámico que despliega, la belleza escénica que lo acompaña y la facilidad con la que se puede acceder a él.

Este glaciar y el sector argentino del Campo de Hielo Patagónico Sur se encuentran enclavados casi en su totalidad en el Parque Nacional

Los Glaciares, espacio que fue creado en el año 1937 con el objetivo de preservar a este notable ambiente natural. Los glaciares presentes en él, forman en su conjunto un cuerpo medular que cubre una superficie de 2.600 kilómetros cuadrados, lo que significa que aproximadamente un 30% de la indicada región protegida se encuentra actualmente bajo la acción del hielo. El Campo de Hielo Patagónico Sur, junto con el Campo de Hielo Patagónico Norte, es considerado una de las reservas de agua dulce más importante del planeta, luego de Antártida y Groenlandia.

Si bien la totalidad de los paisajes que están presentes en este territorio privilegiado son sorprendentes, es conocido mundialmente por tres de sus escenarios más impactantes: el que despliega el glaciar Perito Moreno al presentar un comportamiento casi inédito si se lo compara con la mayoría de los glaciares del mundo, el

1. CONICET- Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

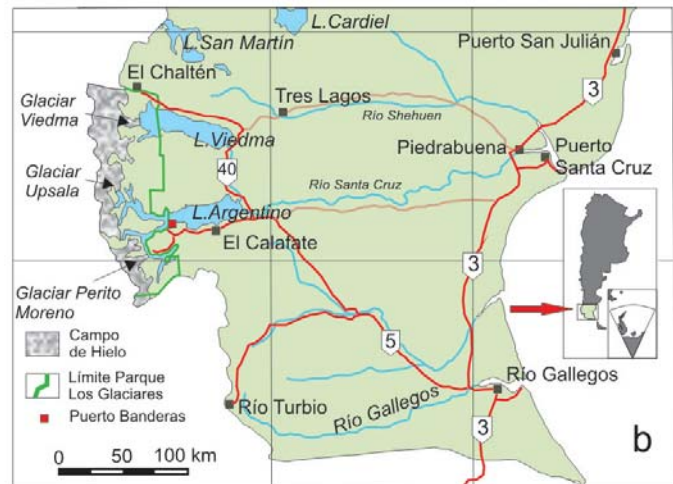
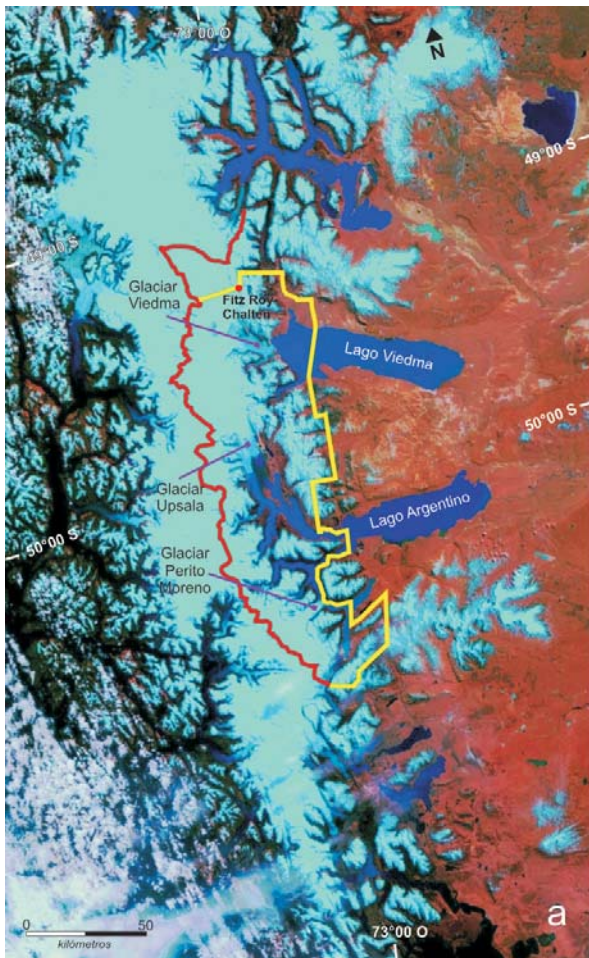


Figura 1. Campo de Hielo Patagónico Sur. a) Imagen del satélite argentino Sac-C. El trazo rojo indica la divisoria de hielo y el trazo amarillo el límite oriental del Parque Nacional y Reserva Nacional Los Glaciares. b) Mapa de ubicación de la región.

correspondiente al glaciar Upsala por ser uno de los glaciares que más rápido retrocede, y el que está presente en el sector norte de esta comarca, donde se encuentra el monte Fitz Roy (Chaltén), que no sólo se destaca por la agudeza de su perfil, la verticalidad de sus pendientes y su altura de 3.375 metros, sino además por el majestuoso entorno de glaciares y picos que lo acompañan y entre los que se distinguen el glaciar Viedma y el cerro Torre, la mayor de cuatro agujas que forman en su conjunto un imponente complejo montañoso.

DESCUBRIMIENTO Y EXPLORACIÓN DEL CAMPO DE HIELO

En 1557, mientras navegaba a lo largo de la costa chilena, el capitán Juan Fernández Ladrillero, quien estaba al comando de una flotilla de exploración, fue sorprendido por una tempestad que lo separó del resto de las naves y lo obligó a adentrarse en el archipiélago que se antepone a la tierra firme. Su carabela, la San Luís, se perdió en un laberinto de canales y

fiordos hasta que, sorprendentemente, se desplegó ante su vista el grandioso escenario de glaciares que parecían provenir de una inmensa región helada. Otras tres veces este marino se acercó marginalmente al Campo de Hielo Patagónico Sur en diferentes latitudes, concibiendo la idea que este sector de Patagonia estaba cubierto de hielos, razón por la cual llamó a la región Sierra Nevada.

Más tarde, otros exploradores comenzaron a acercarse a la frontera de este territorio helado: Cortés de Ojeda, Antonio Viedma, James Kirke, Francisco P. Moreno, Hans Steffen y Ricardo Michell, entre otros, fueron los pioneros de esta primera avanzada.

A partir de estas aproximaciones marginales, dos estímulos principales motorizaron la exploración del campo de hielo interior durante más de 60 años. Uno fue la posible existencia de un volcán activo, descrito en leyendas indígenas, relatos de exploradores y narraciones de pobladores situados en las cercanías del lago San Martín. El restante fue la mítica vinculación oceánica del lago Argentino con el océano Pacífico a través del fiordo Peel.

Luego de la búsqueda iniciada por Clemente Onelli, quien en 1895 afirmó haber descubierto la indicada conexión marítima, la investigación continua de esta región comprobó que tal enlace no existía, mientras que el huidizo y espectral volcán abandonó definitivamente el terreno de la leyenda cuando en 1960 fue finalmente identificado por Eric Sipton, quien en realidad lo redescubrió, como veremos más adelante, al observar sobre las laderas del cerro Lautaro una grieta desde la cual salía una espesa columna de vapor.

La exploración sostenida del campo de hielo interior comenzó en 1914 cuando Federico Reichert, alemán naturalizado argentino, accedió por vez primera hasta la divisoria de aguas. Otras expediciones fueron conducidas por Lutz Wittle, Alfredo Koelliker y Hans Jorgensen en 1916, mientras que entre 1920 y 1956 se destacaron Egidio Feruglio, Alberto María De Agostini, Ilse von Rentzell, Juan Neumayer, Arturo Donat y, nuevamente, Federico Reichert. Fue este último justamente quien, en 1933, descubrió al volcán, posteriormente bautizado como Lautaro, cuando observó emanaciones sulfurosas al pie de la montaña, aunque no llegó a precisar su localización. Debieron pasar otros 27 años de búsqueda hasta el redescubrimiento de Eric Sipton, quien fue el primero en determinar su posición geográfica definitiva.

Desde 1960 hasta nuestros días, numerosas expediciones deportivas y menos de lo deseable de carácter científico han recorrido el campo de hielo, sus glaciares y áreas marginales. La notable falta de interés nacional por este tema es una de las principales causas por la que nuestro conocimiento actual del Campo de Hielo Patagónico es todavía incompleto y fragmentado.

EL CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR

Esta gran extensión de hielo, derivada de la compactación, recristalización y regelación de la nieve acumulada, constituye el resto de un cuerpo de mayor superficie que perdura en la cordillera Andina Patagónica desde el último avance glacial que tuvo su clímax hace aproximadamente unos 19.000 a 20.000 años (aunque otros investigadores lo ubican hacia unos 24.000 años atrás)

Su persistencia temporal no se debe únicamente a la altura de la topografía andina y su localización austral, sino además a las condiciones meteorológicas particulares que existen en esta región. Entre ellas, y específicamente, a los vientos regulares provenientes del oeste que continua y globalmente recorren la faja comprendida entre los 35° y 60° de latitud sur, y que con velocidades muchas veces de entre 150 y 200 kilómetros por hora descargan con violencia la humedad, recogida sobre el océano Pacífico, en el primer obstáculo respetable que encuentran en su recorrido. Este obstáculo no es otro que la cordillera Patagónica, ya que a lo largo de la faja latitudinal referida sólo existen, ade-

más, los Alpes Meridionales de la isla sur de Nueva Zelanda y los Alpes Australianos del sur de Australia.

Al remontar la vertiente andina occidental y comenzar la condensación de la humedad, sobreviene una intensa precipitación pluvial comparable a la que tiene lugar en la selva amazónica, con valores de entre 3.000 y 4.000 milímetros anuales y una media de 90 % de días del año con lluvia. A mayores alturas, el descenso de la temperatura da lugar a precipitaciones néveas que se acumulan incesantemente hasta transformarse en hielo, el que alimenta a los glaciares que descienden por la vertiente atlántica, hasta los lagos argentinos, y por la vertiente pacífica, hasta los fiordos chilenos.

Estos vientos son la causa por la cual las montañas patagónicas que emergen entre estos glaciares constituyen la prueba más severa para los montañistas -a pesar de la altura más bien modesta que tienen- creando una leyenda en torno a ellas y convirtiéndolas en el destino soñado pero inalcanzable para multitud de escaladores. Además, son el motivo por el cual es éste el último reducto, la última frontera de la cordillera andina que se niega a ceder sus últimos secretos.

Su evolución a través del tiempo

Mioceno tardío - Pleistoceno

Las investigaciones precursoras vinculadas con la evolución temporal del Campo de Hielo Patagónico fueron realizadas por Caldenius (1932) y Feruglio (1949), quienes, a partir del estudio de las diferentes acumulaciones generadas por los glaciares (morenas) presentes en Patagonia, definieron los primeros lineamientos de los diversos avances glaciares (Figura 2).

De esto surgió que la superficie del Campo de Hielo Patagónico no fue siempre la misma, ya que en muchas oportunidades los glaciares avanzaron desde la región cordillerana y en otras se retrajeron hacia ella. Investigaciones más recientes permiten afirmar que a partir de Mioceno tardío, la cordillera Patagónica comenzó a ser afectada por recurrentes procesos de englazamiento de carácter regional. Las glaciaciones registradas desde el Mioceno tardío y durante el Pleistoceno en las cuencas y márgenes de los lagos patagónicos, especialmente de los lagos Buenos Aires, Argentino y Viedma, permiten establecer que los mayores eventos de esta naturaleza ocurrieron en seis oportunidades (Malagni-

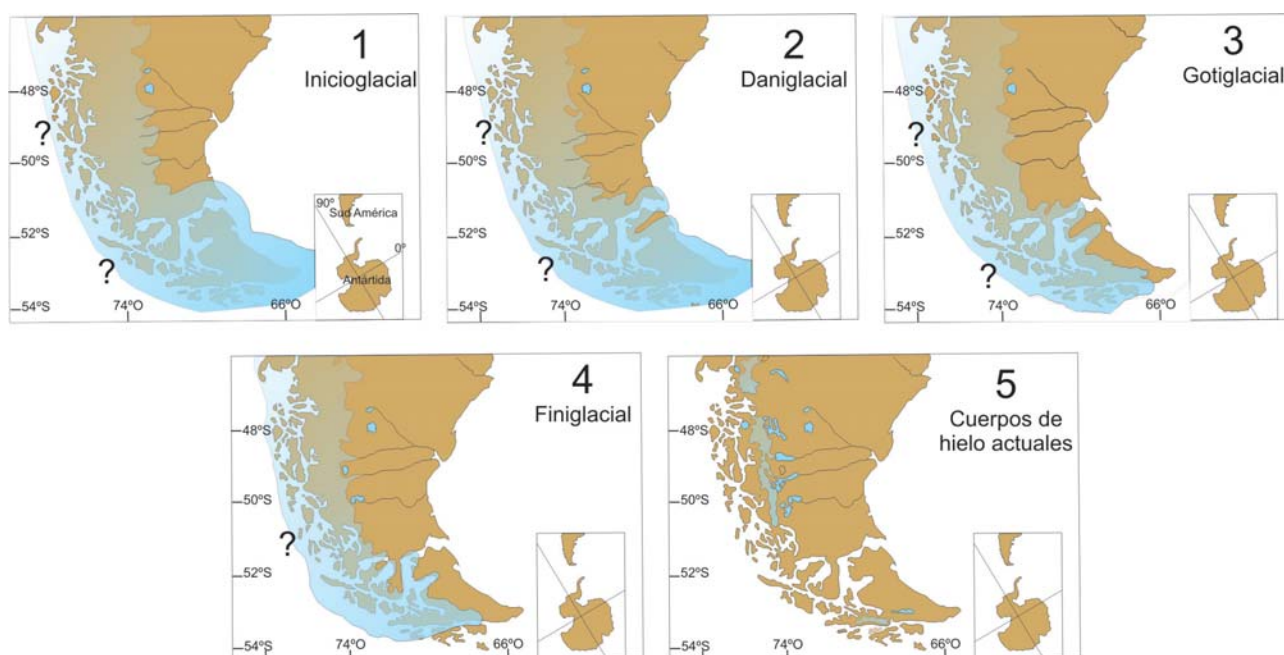


Figura 2. Esquema que representa los máximos avances del hielo en cuatro oportunidades, según Caldenius (1932). Entre unos y otros máximos se produjeron retrocesos hacia el interior montañoso, algunos más profundos en relación a la posición que ocupan los glaciares actualmente.

no, 1995; Strelin y Malagnino, 1996; Rabassa y Coronato, 2002, ver recuadro Las Glaciaciones, lapso Mioceno-Pleistoceno).

El primero de estos eventos se manifestó como un frente glaciario suavemente ondulado y parcialmente encauzado que, desde los Andes Patagónicos, se proyectó hacia el este sobre un paisaje pedemontano regular en el cual todavía no había sido excavada la que más tarde sería la cuenca del lago Argentino. Testimonio de este avance glaciario son las acumulaciones morénicas que dejó el hielo al detenerse aproximadamente a 80 kilómetros al este de la actual naciente del río Santa Cruz (Feruglio, 1949; Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996; Strelin y otros autores, 1999), desde donde, durante épocas posteriores y más cálidas (interglacial), retrocedió.

A continuación del señalado período más cálido, sobrevino un nuevo enfriamiento durante el cual las bajas temperaturas imperantes promovieron una nueva glaciación. Fue ésta la más notable de las seis, al extenderse más al este que ninguna otra. Durante su desarrollo, las láminas de hielo se desplegaron progresivamente sobre una vasta superficie que cubrió como un manto continuo la cadena andina patagónica en estas latitudes. Desde esta región helada, definida en este caso como Hielo Continental debido a la extensión areal que presentaba, se desprendían imponentes lenguas de hielo que se proyectaron más allá del marco andino, una de las cuales se desplazó por el valle fluvial del ancestral río Santa Cruz hasta localidades

situadas a 110 kilómetros al este de la actual costa oriental del lago Argentino (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996).

Más al norte, otra lengua ocupaba la sección superior del actual valle del río Shehuen o Chalia, después de haber sepultado en su totalidad la superficie que corresponde al hoy lago Viedma.

Durante este tiempo, los actuales Campos de Hielo Patagónico Sur y Norte constituían un único manto que se extendía en forma continua desde Tierra del Fuego hasta la región andina de la provincia del Neuquén.

Posteriormente al retroceso de esta segunda glaciación, el frente del hielo volvió a avanzar y retroceder otras cuatro veces al ritmo de otras tantas glaciaciones e interglaciaciones. En algunas oportunidades el repliegue fue tan intenso

¿AÑOS BP, AD, BC...?.

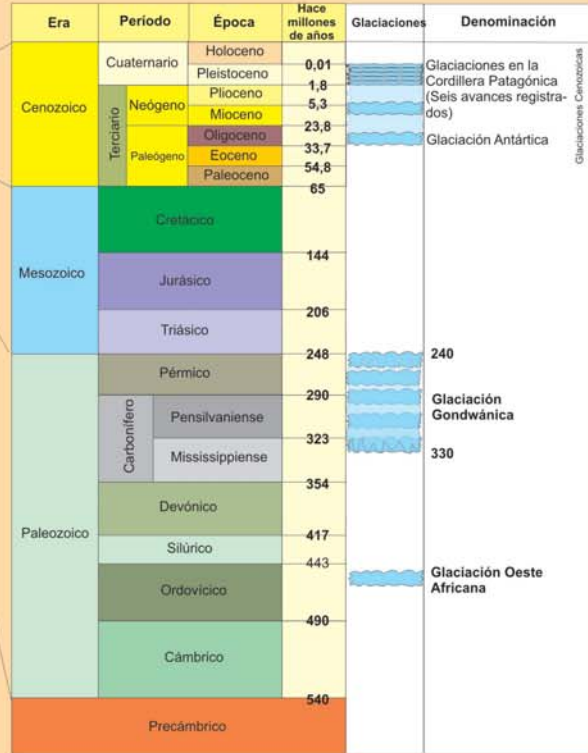
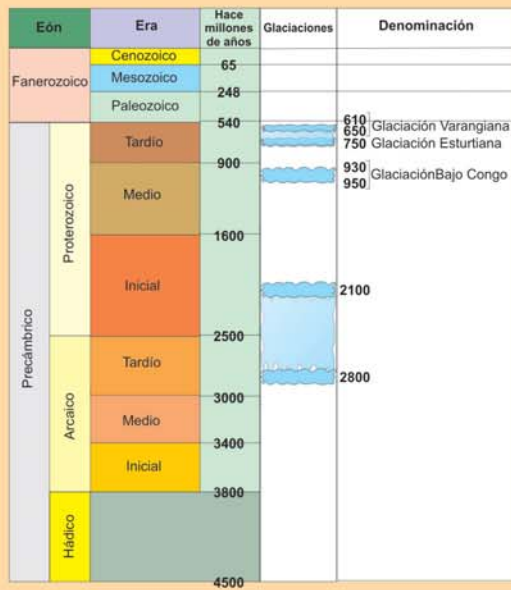
BP (Before Present): Es una edad obtenida por el método de Carbono 14 (C_{14}) y se refiere a años antes del presente, tomando como «cero» el año 1950.

BC (Before Christ): Es el equivalente en inglés al A.C. (Antes de Cristo), surgido del calendario de la Era Cristiana.

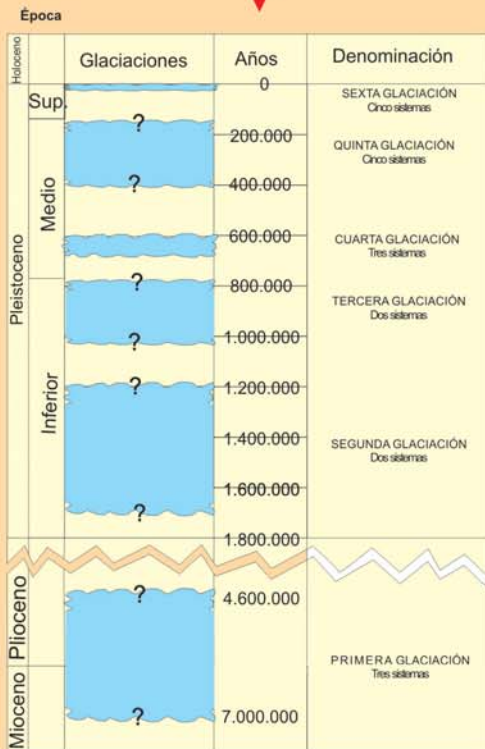
AD (Annus Domine): Es equivalente al D.C. (Después de Cristo), surgido del calendario de la Era Cristiana.

Las diferentes nomenclaturas utilizadas en este trabajo respetan la forma en que las edades se han dado a conocer en las publicaciones científicas originales.

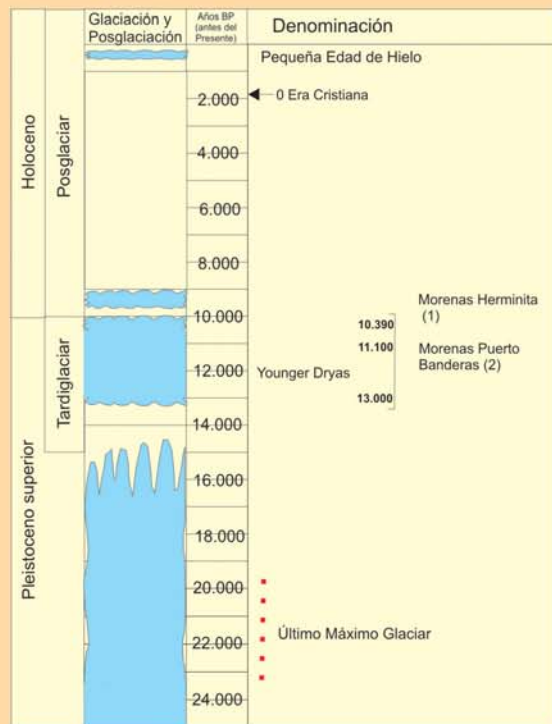
Las glaciaciones



Glaciaciones reconocidas hasta el momento durante los distintos períodos geológicos. Las glaciaciones producidas a partir del Oligoceno, o glaciaciones cenozoicas, son las últimas producidas sobre el planeta.



Glaciaciones Cenozoicas (Desde el Mioceno tardío hasta fines del Pleistoceno superior). Durante este intervalo se produjeron seis glaciaciones separadas por períodos interglaciales durante los cuales los glaciares se replegaron. Las fechas de los avances y retrocesos de cada glaciación son aproximados.



Glaciaciones durante el Pleistoceno superior-Holoceno.
 (1) Malagnino y Strelin, 1992, 1996.
 (2) Strelin y Malagnino, 2000.

que los glaciares se retiraron profundamente a los valles cordilleranos, probablemente ocupando posiciones más internas que las actuales.

Luego del Último Máximo Glacial, ocurrido hace 19.000 - 20.000 años, los glaciares retrocedieron para volver a avanzar hacia los 13.000 ±

900 años BP (*before present*, antes del presente), 11.100 ± 730 años BP y 10.390 años BP (Strelin y Malagnino, 2000), estacionándose en la localidad de Puerto Banderas, en el ámbito del lago Argentino y cercanías de El Calafate, donde dejaron una serie de arcos morénicos (ver recuadro Las Glaciaciones, lapso Pleistoceno superior-Holoceno).

Holoceno: Las Neoglaciaciones

Ya en el Holoceno se produjo un nuevo avance, denominado Glaciación Herminita, identificado por acumulaciones de morenas que recibieron el nombre de Morenas Herminita (Malagnino y Strelin, 1992 y 1996). Estas morenas señalarían el avance póstumo de la última glaciación -marcando así el final de la última Edad de Hielo- o, quizás, el primer acontecimiento Neoglacial en la cuenca del Lago Argentino.

Posteriormente tuvieron lugar nuevos avances y retrocesos claramente Neoglaciales, ninguno de los cuales pudo extenderse más allá de los brazos interiores del lago Argentino. Estos sucesos están representados por las series de cordones morénicos situados en la zona Norte del lago Argentino, denominados Pearson I (2.340 BP), Pearson IIa (1730 AD), Pearson II b, Pearson IIc (1820 AD) y Post-Pearson IIc (1900 AD) (Mercer, 1965; Malagnino y Strelin, 1992; Malagnino y Strelin, 1996; Strelin y Malagnino, 2000).

EL PORQUÉ DE LAS GLACIACIONES

Las glaciaciones se enmarcan en períodos durante los cuales la temperatura media global desciende de tal forma que los glaciares ocupan superficies cada vez mayores. No son acontecimientos fortuitos o extraños y prueba de ello es el hecho de que nuestro planeta, a lo largo de su evolución geológica, pasó por una serie de extensos períodos glaciales.

Causas de las glaciaciones antiguas

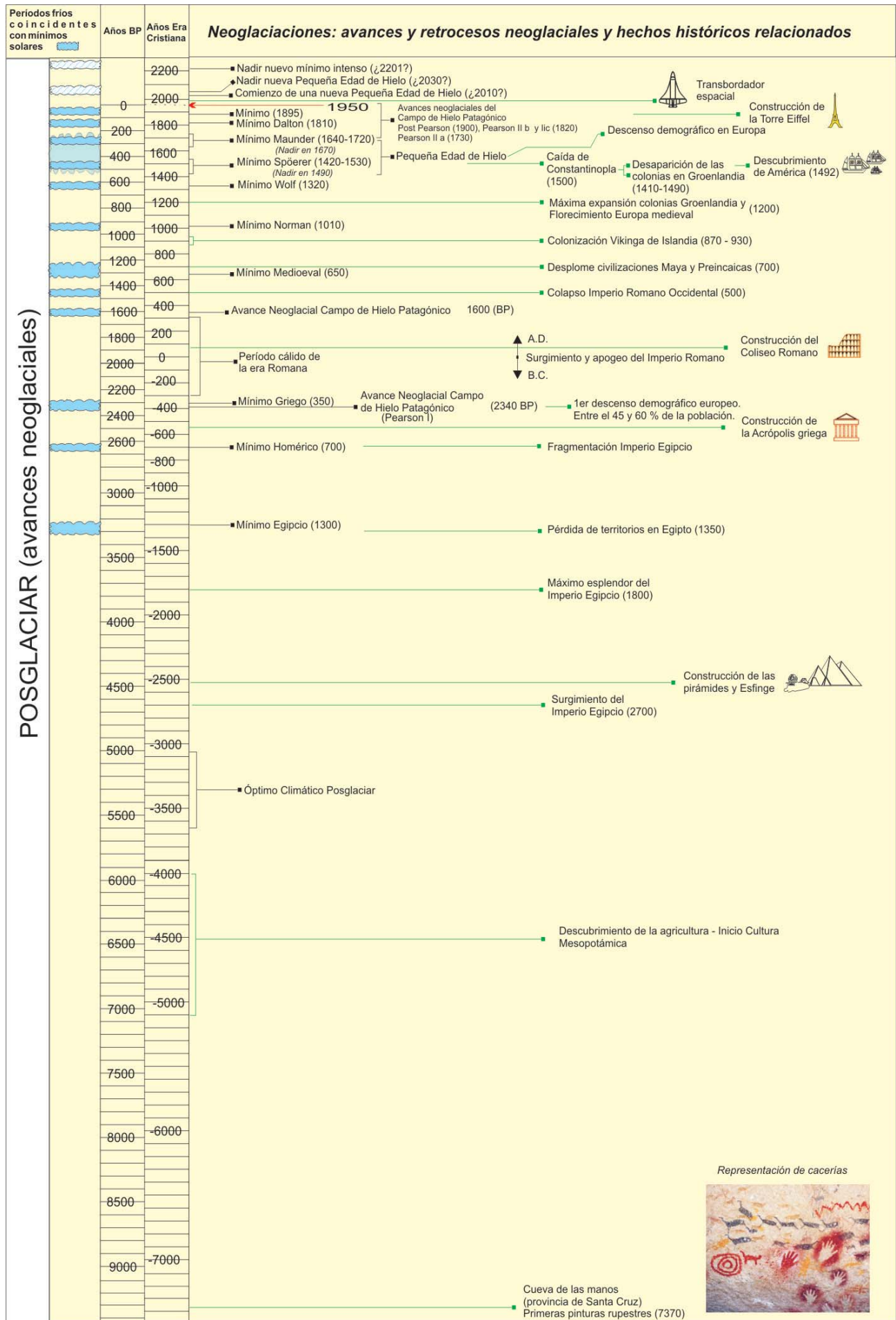
La causa de las antiguas glaciaciones es actualmente motivo de debate, pero el conocimiento adquirido en las últimas décadas permite vislumbrar que, probablemente, no fue una sino varias.

El registro más antiguo de un proceso de esta naturaleza se localiza en el Precámbrico, entre el Arcaico tardío y el Proterozoico temprano,

tiempo geológico durante el cual tuvieron lugar dos glaciaciones entre los 2.800 y 2.100 millones de años, aunque algunos investigadores suponen que se trató de una sola glaciación de 700 millones de años de duración. Posteriormente, durante el Precámbrico tardío se desarrolló la glaciación Bajo Congo, entre los 950 y 930 millones de años. En esta Era se localizaron también las extensas glaciaciones Esturtiana, a los 750 millones de años, y Varangiana, entre los 650 y 610 millones de años, las que podrían haber sido, también en este caso, una sola glaciación que se extendió a lo largo de 340 millones de años, lapso durante el cual la temperatura media planetaria fue del orden de los -50° centígrados. En el Paleozoico, al final del Ordovícico, a los 450 millones de años, se produjo la glaciación Oeste Africana, mientras que a lo largo del Carbonífero-Pérmico se extendió sobre los terrenos de esas edades, que ocupaban progresivamente una posición polar, la Glaciación Gondwánica, entre los 330 y 240 millones de años. Luego de un extenso período geológico sin glaciaciones evidentes y con temperaturas medias muy elevadas, que se prolongó desde el Triásico hasta el Terciario medio, nuevamente se produjeron en el Cenozoico, desde el Oligoceno tardío.

Algunas de estas edades heladas fueron de carácter excepcional, ya que toda la superficie terrestre, incluidos los océanos, permaneció cubierta por un espeso manto de hielo de miles de metros de espesor, transformando a nuestro planeta en una bola de hielo. Extensiones como la señalada, temperaturas medias globales de -50° centígrados e inmensos períodos helados, algunos de los cuales pudieron llegar a ser de hasta 700 y 340 millones de años de duración, desafían nuestra credibilidad e incluso nuestra capacidad para poder imaginar espacios físicos y temporales de semejante magnitud y bajo condiciones ambientales tan extremas. Por lo tanto la pregunta es: ¿Cuál fue la causa de estas antiguas glaciaciones? La respuesta a este interrogante está en continua revisión pero el conocimiento adquirido a partir de las investigaciones realizadas en las últimas décadas permite vislumbrar que, probablemente, no tuvieron la misma causa a lo largo del tiempo geológico, ya que pudieron ser promovidas por diversos factores de origen terrestre o astronómico, o por una combinación de ambos.

Por ejemplo, para las glaciaciones ocurridas desde el Precámbrico al Paleozoico entre, las causas terrestres se han mencionado las siguientes: aparición de cianobacterias capaces de des-



componer el agua y liberar oxígeno, el que se combinó con el metano para producir bióxido de carbono y agua, desapareciendo así el efecto de invernadero que proporcionaba la atmósfera primigenia rica en metano. Este mecanismo habría disparado las glaciaciones del Precámbrico temprano. Otro proceso sugerido es la captura del CO_2 atmosférico por incremento de la meteorización de silicatos, acompañada de sistemas de retroalimentación positiva, causa señalada como productora de las glaciaciones del Precámbrico tardío. Para el Paleozoico, la causa de mayor aceptación se relaciona con la tectónica global e implica la localización continental polar por deriva de placas, la que se acopla muy bien con la Glaciación Oeste Africana y la Glaciación Gondwánica, pero sólo con éstas. También se han propuesto como inductores de glaciaciones globales la existencia de extensos períodos de vulcanismo explosivo generalizado a nivel planetario.

Por otra parte, entre las causas astronómicas se han considerado las siguientes: el pasaje del sistema solar a través de una zona espacial con mayor velo clástico y gas molecular interestelar que produjo una disminución de la radiación solar incidente; impactos meteoríticos generalizados provenientes de la nube de Oort y del cinturón de Kuiper y baja radiación emitida por el sol durante sus primeros estadios evolutivos (glaciaciones del Precámbrico temprano).

Asimismo, para el comienzo de la Glaciación Antártica en el Oligoceno tardío se han invocado: la elevación tectónica de grandes planicies (Tibetana, Sudamérica y región de *Bassin and Ranger* o Gran Meseta del Oeste en América del Norte) y cordilleras que dieron lugar a profundos cambios en la circulación del aire a escala regional y global, y/o la variación severa de las corrientes marinas.

Causas de las glaciaciones «modernas»

Si bien la génesis de las glaciaciones más antiguas es actualmente un capítulo abierto, se ha aceptado mayoritariamente que las que ocurrieron en el Cenozoico desde el Mioceno tardío, especialmente durante el Pleistoceno, estuvieron básicamente regidas por variaciones astronómicas cíclicas de 100.000, 41.000 y 21.710 años de duración aproximadamente. Esta teoría fue propuesta en 1930 por el serbio Milutin Milankovitch, quien consideró que la radiación solar que incide sobre la superficie de la Tierra es variable a lo largo de ciclos que están direc-

tamente relacionados con modificaciones en tres parámetros de la órbita terrestre (Figura 3). Uno de estos parámetros es la **excentricidad** o grado de desviación que presenta la órbita terrestre respecto de una circunferencia (más elíptica o más circular). Esta variación, que se da según un ciclo principal de aproximadamente 100.000 años y otro secundario de 400.000 años, altera la intensidad de las estaciones de tal forma que cuando la órbita es más circular, se ve favorecido el crecimiento de las capas de hielo. El segundo de los parámetros es el de **oblicuidad** o ángulo que forma el eje de rotación de la Tierra y la perpendicular al plano imaginario por sobre el que se desplaza la Tierra en su rotación alrededor del sol (plano de eclíptica) y que es la causa por la cual nuestro planeta tiene estaciones. Este ángulo varía en $2,97^\circ$ a lo largo de un lapso de 41.000 años y altera la intensidad de las estaciones de tal forma que una disminución de la inclinación (valor mínimo) da lugar a inviernos suaves y veranos más frescos para ambos hemisferios, situación que favorece el crecimiento de las capas de hielo. Por último, se halla la **fecha del Perihelio** (o **Precesión de los equinoccios**), que es el punto de la esfera celeste hacia donde apunta el eje de rotación terrestre cuando está situado en el punto más próximo al sol (3 de enero). Actualmente es hacia la estrella Polar, desarrollando un ciclo de 21.710 años. Determina si el verano en un hemisferio dado cae en un punto cercano (perihelio) o alejado (afelio) del sol, por lo tanto aumenta

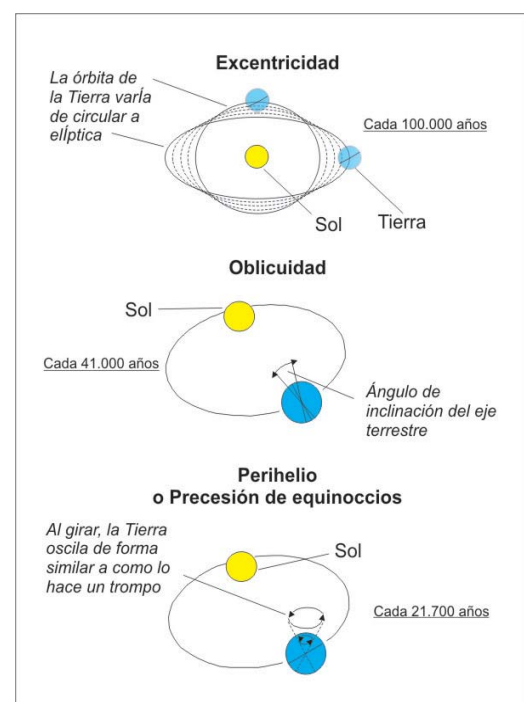


Figura 3. Los ciclos de Milankovitch.

la intensidad de las estaciones en un hemisferio y las disminuye en el otro.

Actualmente el verano boreal se produce en el afelio, pero hace 11.500 años (9.500 BP), cuando se produjo el retroceso del último reavance de la última glaciación, se produjo en el perihelio y favoreció el derretimiento de las capas de hielo.

Estas variaciones orbitales y su acoplamiento cíclico originan pequeños cambios en la insolación global anual que de por sí no son causa de glaciaciones, sin embargo dan lugar a grandes oscilaciones en la insolación estival en las altas latitudes del hemisferio Norte, de hasta el 20 %. De esta forma, los veranos fríos que fomentan el crecimiento de las capas de hielo en las latitudes medias se producen cuando la inclinación axial de la Tierra se halla en el mínimo, su órbita es casi circular y el verano septentrional se produce en el afelio. En síntesis, lo que genera el crecimiento de glaciares no es la nieve acumulada en invierno sino la conservada en verano, ya que si en altas latitudes durante el verano se recibe menos radiación solar que la media, la nieve tiende a acumularse progresivamente año a año. Si esta situación persiste durante varias décadas se forman glaciares progresivamente mayores y, finalmente, capas continentales de hielo.

Otros cambios climáticos de origen natural

Otras oscilaciones climáticas hacia bajas temperaturas localizadas en los últimos 13.000 años, que no se relacionan con la teoría de Milankovitch, han sido explicadas por la interrupción de la corriente marina salina profunda, por erupciones volcánicas explosivas que dieron lugar a la generación de un velo estratosférico que impidió el ingreso de parte de la radiación solar a la atmósfera y superficie terrestre, y por la disminución de la radiación solar propias a la dinámica del sol (Mínimos de Maunder, Spörer, Dalton, Wolf, Norman, etc.).

Interrupción de la corriente marina salina profunda

En el primero de los casos, la interrupción de la corriente marina salina profunda en el Atlántico norte, dio lugar al avance glaciario acontecido en el 10.390 B.P. Según los investigadores, este evento póstumo de la última glaciación fue causado por el drenaje catastrófico

MILANKOVITCH, UN PRONÓSTICO MÁS QUE EXTENDIDO

De acuerdo con la teoría de Milankovitch, en el último millón de años se dieron numerosas glaciaciones que presentaron sus máximos en forma aproximadamente concordante con los ciclos principales de 100.000 años (excentricidad). Existieron además fluctuaciones intermedias superpuestas al ciclo principal cada 41.000 años, coincidentes con la inclinación, y otras más pequeñas, cada 21.700 años, relacionadas con la precesión. Según esta teoría, la tendencia astronómica actual se dirige hacia el crecimiento de las capas de hielo, de tal forma que, aproximadamente en el término de los próximos 10.000 a 12.000 años la Tierra debería estar sumergida en el clímax de una nueva Era Glacial, cuya intensidad podría ser similar o superior a la que tuvo el último máximo glacial.

¿Cómo estamos hoy?

La excentricidad varía entre un valor máximo de 0,06 (más elíptica) y un mínimo de 0,005 (más circular), actualmente es de 0,017. La tendencia vigente hoy en día es hacia el valor mínimo, el que se alcanzará en el término de 80.000 años, favoreciendo el crecimiento de las capas de hielo. Por su parte, el ángulo de inclinación u oblicuidad actual es de 23,44° (pasa de un valor máximo de 24,36° a un valor mínimo de 21,36°). La tendencia presente es hacia el valor mínimo que será alcanzado en los próximos 13.600 años. Esta variación también altera la intensidad de las estaciones, de tal forma que una disminución de la inclinación (valor mínimo) da lugar a inviernos suaves y veranos más frescos para ambos hemisferios, situación que beneficia el crecimiento de las capas de hielo. Al presente también, el eje de rotación terrestre, cuando está situado en el punto más próximo al sol (3 de enero), apunta hacia la estrella Polar, determinando que el verano septentrional se produzca en el afelio y favoreciendo el desarrollo de capas de hielo.

del lago glaciario Agassiz en el Atlántico septentrional. Así, el agua dulce del lago diluyó la salinidad de la corriente marina, dando por resultado el bloqueo de su dinámica natural. Al detenerse el flujo oceánico se produjo un vertiginoso descenso de la temperatura del orden de los 6° C en tan solo 100 años, lo que pudo originar la referida glaciación de carácter global. En la localidad de Puerto Banderas, en el ámbito del lago Argentino y cercanías de El Calafate, este avance fue identificado por Strelin y Malagnino (2000) en el sistema de las morenas de Punta Bandera.

Erupciones volcánicas explosivas

Por otro lado se encuentra el accionar de las erupciones volcánicas explosivas, que dieron lugar a la generación de un velo estratosférico que impidió el ingreso de parte de la radiación solar a la atmósfera y superficie terrestre. En este último caso, se ha determinado que algunos eventos volcánicos de ese tipo que tuvieron

ocurrencia en los últimos 360 años, presentan una notable sincronía con episodios de enfriamiento muy severos, aunque de duración muy limitada. Entre los más destacados que mostraron este acople se mencionan las erupciones del Komopatake (1640), las del Pichincha, Omate, Katla y Teon, todas ellas ocurridas en el 1660, la del Krakatoa en 1680, las del Mayon (1814) y Tambora (1815) que pudieron dar lugar al enfriamiento verificado en 1817, la del Avachinskaya Sopka en 1837, nuevamente la del Krakatoa en 1883, las del Pelee, Soufriere y Santa María en 1902 y, las más recientes, del Hudson y el Pinatubo, ésta última ocurrida en 1991, que dio lugar a un descenso de la temperatura media anual de aproximadamente 1° C en 1991 y parte de 1992.

Influencia de la radiación solar, máximos y mínimos

Los enfriamientos que originaron eventos Neoglaciales, a diferencia de los vinculados con las Glaciaciones o Edades de Hielo precedentes, tampoco guardaron dependencia con los factores invocados en la teoría de Milankovitch ni con interrupciones de corrientes marinas, sino que estuvieron relacionados con períodos en los que el sol mantuvo, durante varias décadas, una baja actividad a lo largo de las cuales no se registraron manchas solares. Durante estos espacios temporales tampoco se observaron coronas solares en los eclipses de Sol totales, ni auroras polares.

Las manchas solares eran conocidas desde el año 300 AD, al ser observadas casi simultáneamente por Teofrasto de Atenas y por el astrónomo chino Kan Te. Al ignorar estos registros previos, Galileo Galilei creyó ser el primero en detectarlas en 1610, al observarlas con un telescopio por él construido, instrumento cuya invención había tenido lugar en Holanda. A pesar de que los hallazgos de Galilei fueron estigmatizados como heréticos por una iglesia que había adoptado el precepto aristotélico de perfección solar, esto no fue un impedimento para que otros observadores registraran manchas solares en las décadas siguientes. Sin embargo, tuvieron que pasar 233 años hasta que el astrónomo Heinrich Schwabe, sin tener que soportar la presión de la iglesia, determinara en 1843 que las manchas solares aumentaban y decrecían en número según un ciclo de 10,4 años (después corregido a 11), y luego otros 44 años para que el astrónomo Gustav Spöerer confirmara, en 1887, que el número de manchas solares registradas a lo largo

de 70 años, entre 1645 y 1715, caía prácticamente a cero. Estos datos fueron más tarde reafirmados por Edward Maunder, cuando en 1894, luego de revisar y actualizar los informes de Spöerer, publicó que entre 1672 y 1704 (32 años) el sol había interrumpido el referido ciclo de once años al no presentar ni una sola mancha solar. Actualmente se sabe que el sol y las estrellas similares a él, frecuentemente pasan un porcentaje importante de su evolución estelar bajo esta última transformación.

Los datos de Spöerer y Maunder fueron largamente ignorados por la comunidad científica hasta que el astrónomo solar J. A. Eddy (1977), basándose en estudios astronómicos y climáticos para los últimos 7.000 años, determinó que tanto Spöerer como Maunder estaban en lo cierto, cuando detectó varios mínimos solares, bautizando al período sin manchas solares entre 1640 y 1720 como el Mínimo de Maunder, y a otro entre 1420 y 1530 como el Mínimo de Spöerer, en reconocimiento a ambos astrónomos. Eddy (1977) comprobó que los referidos mínimos transcurrieron dentro de un período de mayor extensión y de intenso clima frío, conocido en Europa como la Pequeña Edad de Hielo. La misma se extendió aproximadamente entre 1420 y 1850-1900, pero no fue un período de clima frío continuo sino que comprendió varios intervalos fríos de varias décadas de duración cada uno, durante los cuales la temperatura media global descendió entre 0,5° y 1,5° C en relación con la temperatura media actual.

Los estudios de Eddy (1977) indican que la Tierra ha experimentado 6 períodos similares a los mínimos de Maunder y Spöerer durante los últimos 5.000 años: el Mínimo Egipcio (1300 B.C.), el Mínimo Homérico (700 B.C.), el Mínimo Griego (350 B.C.) y el Mínimo Medieval (650 A.D.), donde cada uno de ellos tuvo duraciones de entre 50 años y varios siglos e intensidades variables. Más recientemente, otros mínimos solares han sido definidos: algunos se relacionaron con una actividad solar moderadamente reducida, como el de 1895, otros fueron períodos con muy baja actividad solar, como el Mínimo Dalton hacia 1810, o del tipo de gran mínimo que casi extinguió toda actividad solar relacionada con manchas solares, como el Mínimo Wolf hacia el 1320 y el Mínimo Norman hacia el 1010, los que presentaron picos similares al nadir del Mínimo Maunder hacia 1670 y el Mínimo Spöerer hacia el 1490.

Los reavances neoglaciales reconocidos en el ámbito del Campo de Hielo Patagónico Sur

que estuvieron relacionados con Mínimos Solares ocurrieron en el 2340 BP y 1600 BP (Mercer, 1965), y en el 1730 AD, 1800 AD y 1900 AD (Malagnino y Strelin, 1992; 1996).

A lo largo de estos amplios períodos sin manchas solares, denominados Estado de Sol Quiet, la energía irradiada por el sol decreció. En cambio, durante los períodos en los cuales alternan ciclos regulares de once años con incrementos de manchas solares, seguidos de 11 años con disminución de ellas, correspondiente al actual estado de Sol Activo, la energía irradiada por el sol se incrementa.

Recientemente, Landscheidt (1995, 2003) pudo establecer que esta cambiante actividad solar está ligada a la oscilación cíclica que el sol tiene alrededor del centro de masas del sistema solar (baricentro).

Actualmente estamos en el Máximo Moderno o Estado de Sol Activo Moderno, dentro del cual se dan los ciclos regulares de 11 años de duración con aumento de manchas solares seguidos de 11 años de duración con disminución de manchas solares.

Si bien la sucesión de estados de Sol Quiet y Sol Activo parecía ser irregular, Gleissberg (1958) propuso su alternancia periódica cada 80 a 90 años. Quedó así definido el Ciclo de Gleissberg, de aproximadamente 166 años de duración.

¿Frío o calor?

Como las etapas astronómicas definidas por Landscheidt (1995, 2003) pueden ser calculadas para siglos, ofrecen un medio idóneo para pronosticar mínimos y máximos en el Ciclo de Gleissberg y las co-variantes fases de clima frío y cálido; sobre todo cuando se validan al comprobarse que se correlacionan claramente con los mínimos y máximos de temperatura que ocurrieron en los últimos 7.000 años.

A partir de estas evidencias, Landscheidt (2003) predijo que los próximos mínimos solares intensos, similares al de Maunder, deberían ocurrir hacia los años 2030 y 2201, contrariando así los pronósticos del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC) acerca de un progresivo calentamiento global, de 3° a 6,4° C, inducido por el hombre en los próximos 90 años. Más aún, este autor considera que la elevación de la temperatura que se observa desde 1900 no se debe a la descarga de gases relacionada con las actividades humanas, sino más bien con el

MÁXIMOS, MÍNIMOS Y SOCIEDAD

Esta dinámica solar oscilante entre máximos y mínimos (Estado de Sol Activo y Quiet) además de promover el retroceso y avance de los glaciares, muy probablemente haya tenido un efecto notable en la evolución de las sociedades humanas. Por ejemplo, el descubrimiento de la agricultura (7.000-6.000 BP) que propició el incremento poblacional y la aparición de las ciudades en las llanuras de la Mesopotamia, el surgimiento del Imperio Egipcio (2.700 B.C.), el máximo esplendor del Imperio Egipcio (1.800 B.C.), el surgimiento del Imperio Romano (1 A.D.), la colonización de Islandia por los vikingos (870-930 A.D.), la máxima expansión de la colonia de Groenlandia (1.200 A.D.) fundada por Erik el Rojo en el 985 A.D., el mayor florecimiento de la civilización europea medieval (1.200 A.D.), entre otros acontecimientos históricos, coincidieron con estados de Sol Activo. Esto resulta contrastante cuando se observa que la pérdida de territorios egipcios (1.350 A.C.), la fragmentación del Imperio Egipcio (700 A.C.), el colapso definitivo del Imperio Romano Occidental (500 A.D.), el desplome de la civilización Maya (período clásico-tardío) y el de la preincaica peruana (culturas Nazca y Moche, 700 A.D.), la desaparición de la colonia de Groenlandia (1.410-90 A.D.), el derrumbe del Imperio Romano Oriental (caída de Constantinopla 1.500 A.D.) y los catastróficos descensos demográficos en Europa (650 A.D. y 1.500 A.D.), coincidieron con estados de Sol Quiet (Ver recuadro Neoglaciaciones).

actual período de Sol Activo, cuya declinación clara se espera que ocurra para alrededor del 2010-2012. Si Landscheidt está en lo cierto, su anunciado próximo mínimo de Gleissberg fortalecería la otra tendencia astronómica actual hacia el crecimiento de las capas de hielo (teoría de Milankovitch). ¿Podrían los factores cósmicos propuestos por Milankovitch-Landscheidt ampliar el efecto de enfriamiento y revertir la actual tendencia al calentamiento que se verifica desde el año 1900?, o más aún, ¿podrían promover una nueva Pequeña Edad de Hielo con su nadir en el 2030? Sin duda, éstas son preguntas que todavía no podemos responder con absoluta certeza, aunque podrían tener respuesta en los próximos 10 a 20 años.

LOS GLACIARES PERITO MORENO, VIEDMA Y UPSALA

Dentro de la región existe un gran número de glaciares que, encauzados en valles, descienden desde el campo de hielo, aunque algunos en la actualidad se encuentran desconectados de éste. De todos los glaciares del Campo de Hielo, por su magnitud y disímil comportamiento, se destacan el Perito Moreno, el Upsala y el Viedma. Si bien sus frentes ingresan en lagos (Perito Moreno y Upsala en el lago Argentino y Viedma en

Glaciares reconocidos en la zona del campo de hielo (de sur a norte)	
Glaciar Frías	Glaciar Murallón
Glaciar Perito Moreno	Glaciar Del Aterrizaje
Glaciar De la Hondonada	Glaciar Viedma
Glaciar Ameghino	Glaciar Río Túnel Superior
Glaciar De Mayo	Glaciar Río Túnel Inferior
Glaciar Laguna Escondida	Glaciar Grande
Glaciar Aguilera	Glaciar Adela
Glaciar Occidental	Glaciar Torre
Glaciar Oriental	Glaciar Río Blanco
Glaciar Norte del Cerro de Mayo	Glaciar de los Tres
Glaciar Este del Brazo de Mayo	Glaciar Fitz Roy Este o Piedras Blancas
Glaciar Spegazzini	Glaciar Fitz Roy Norte
Glaciar Peineta Norte	Glaciar Pollone
Glaciar Peineta Sur	Glaciar Marconi
Glaciar Del Totalizadon	Glaciar Morro Alto
Glaciar Onelli	Glaciar Gorra Blanca Sur
Glaciar Bolados	Glaciar Gorra Blanca Norte
Glaciar Agassiz Sudeste	Glaciar Gagliero Sur
Glaciar Agassiz Este	Glaciar Gagliero Este
Glaciar Agassiz Norte	Glaciar Milodon Sur
Glaciar Upsala	Glaciar Milodon Norte
Glaciar Bertachi	Glaciar Huemul, (separado del Campo de Hielo)
Glaciar Cono	
Glaciar Tosello	

el lago homónimo), sus conductas difieren notablemente y pueden considerarse para dos de ellos, dinámicas casi diametralmente opuestas, demostrando así el dispar comportamiento que llegan a tener glaciares que pertenecen al mismo Campo de Hielo.

En este sentido, mientras que el glaciar Perito Moreno se halla estabilizado, asentado en el fondo del lago y provocando periódicos bloqueos del brazo Rico durante sus reavances (Figura 4), el glaciar Upsala ha mostrado paralelamente un retroceso considerable, con desestabilizaciones recurrentes y espectaculares, circunstancia que también lo convierte en una singularidad a escala mundial. Por su parte, el glaciar Viedma presenta una estabilidad notable si se compara esta particularidad con la del Upsala, a pesar de que ambos tienen una zona de alimentación con un contacto común.

El glaciar Perito Moreno

Famoso en el ámbito nacional e internacional, el glaciar Perito Moreno es el cuerpo de hielo paradigmático no sólo del Parque Nacional, sino de la totalidad de los glaciares que se desprenden del Campo de Hielo Patagónico. Su fama obedece a que la posición de su frente presenta una condición de estabilidad, aunque con breves oscilaciones que dan lugar al bloqueo temporario del brazo Rico, el que luego se rompe con gran espectacularidad.

Si bien el glaciar penetra en el lago Argentino (Fotografía 1 y Figura 4), mantiene la base de la lengua de hielo en contacto con el sustrato rocoso.

De acuerdo con diferentes autores, la velocidad de desplazamiento, medida en la zona del frente, es de aproximadamente 2 metros por día



Fotografía 1. El glaciar Perito Moreno, según una visión desde la península de Magallanes y a lo largo de su eje mayor. A la izquierda, las aguas del brazo Rico, a la derecha el lago Argentino.



Figura 4. El glaciar Perito Moreno con el frente en contacto con la península de Magallanes.

en la sección central, mientras que en las márgenes disminuye a 0,35 metros diarios debido al rozamiento del glaciar contra los laterales del valle. Se trata de un glaciar de régimen templado o base húmeda que se desplaza por una combinación de movimientos en los que participa la deformación interna mediante flujo plástico, flujo por fracturación y fallamiento, y deslizamiento basal, a partir del flujo por fusión y regelación.

El desplazamiento por fracturación queda evidenciado por la presencia de los densos sistemas de grietas transversales y oblicuas al eje mayor del glaciar (Fotografías 2 y 3), muy bien definidas en la sección distal de la lengua (Fotografía 4).

El cierre del brazo Rico

Como se mencionara anteriormente, las breves oscilaciones (reavances) del glaciar Perito Moreno bloquean temporalmente al brazo Rico. El proceso de cierre tiene lugar cuando el frente del glaciar avanza hasta colisionar con el extremo Oeste de la península de Magallanes. Debido a que la base del glaciar apoya sobre el sustrato rocoso, el hielo se comporta como una represa y bloquea al brazo Rico (Fotografías 5 y 6). Como este último recibe aportes de agua que provienen del glaciar Perito Moreno, del glaciar Frías y



Fotografía 2. En primer plano se observa el sistema de fracturas situado sobre la sección intermedia del glaciar Perito Moreno, las que hacia la cabecera están ocultas por las acumulaciones de nieve.



Fotografía 3. Profundas grietas transversales en la sección intermedia del glaciar Perito Moreno.



Fotografía 4. Sistema de grietas en la sección terminal del glaciar Perito Moreno.



Fotografía 5. El glaciar Perito Moreno en su ingreso al brazo Rico. Sobre la margen rocosa se observa el límite de crecimiento del bosque, que marca el nivel de elevación del lago durante los sucesivos cierres.



Fotografía 6. El glaciar Perito Moreno obstruyendo el desagüe de las aguas del brazo Rico.

de cursos fluviales de importancia menor, tiene lugar la progresiva elevación del nivel del agua en el brazo obstruido.

Dependiendo de la importancia del cierre, del espesor de hielo en la zona de contacto entre el glaciar y la península de Magallanes y de la altura alcanzada por el lago endicado, tiene lu-

gar una serie de tensiones diferenciales en el extremo del glaciar. Como resultado de esta situación, el agua situada en el brazo Rico comienza a trasvasar progresivamente hacia el canal de los Témpanos, primero en el contacto basal entre el lecho rocoso y el glaciar y, posteriormente, a medida que la ablación (derretimiento del hielo) progresa, a través de un túnel excavado en el hielo (Fotografía 7), cuyo techo finalmente colapsa. Este último acontecimiento, de duración fugaz pero de gran espectacularidad, es la causa por la cual este glaciar es famoso a escala internacional. Según los estudios realizados por Hauthal, Reichert, Raffo y otros investigadores desde principios del siglo XX, el glaciar Perito Moreno produjo la primera barrera al libre desagüe del brazo Rico en 1917. El siguiente cierre tuvo lugar en 1934-35, y en 1939-1940 ocurrió el tercer evento. En esta última ocasión el brazo Rico elevó el nivel de sus aguas en 11,5 metros, inundando terrenos adyacentes. Con el objeto de paliar esta situación, aviones de la Marina arrojaron bombas en el frente del glaciar con la intención de destruir el muro de hielo, pero sin lograrlo.

El cuarto cierre ocurrió en 1941-1942, fue muy prolongado y estuvo acompañado por una de las mayores elevaciones del nivel del brazo Rico, el que de acuerdo a distintos autores osciló entre 14,90 y 17 metros. En 1951-1952 se registró el quinto cierre, que tuvo una duración de 221 días, mientras que en 1952-1953 una nueva pared de hielo se interpuso en el desagüe del brazo Rico, la que elevó el nivel del lago en 14,40 metros. Otros cierres destacables se registraron en 1956, 1970, 1972, 1975, 1977, 1980, 1984, 1988, 2004, 2006 y 2007-2008.

Hasta el presente no ha podido establecerse con certeza desde cuando comenzó a adelantarse el glaciar, aunque se estima que lo hace desde 1880. Tampoco ha podido dilucidarse cual es la causa de esta particularidad y de su actual estabilidad. No obstante, sobre esta cuestión existen una serie de conjeturas, ninguna fehacientemente confirmada, entre las que se mencionan:

a) Este glaciar es estable porque ha capturado parte de la cuenca superior del glaciar Frías, presunción que se basa en el fuerte retroceso que manifiesta este último cuerpo de hielo en coincidencia con el estado de equilibrio que muestra el glaciar Perito Moreno.

b) La estabilidad del glaciar se relacionaría con episodios de sismicidad que ocurren en la región y ámbito de la cuenca englazada. Estos

movimientos podrían incorporar mayor volumen de nieve en la cuenca mediante aludes e, incluso, provocar el patinaje y resbalamiento basal del glaciar, situación que incrementaría la velocidad del desplazamiento.

c) Las características morfológicas y de orientación de la cuenca de alimentación del glaciar protegerían gran parte de la nieve de la radiación solar y, por lo tanto, de la ablación.

d) Los bloqueos se relacionarían con eventos de patinaje basal como consecuencia de la circulación del agua de ablación que, en tránsito por la superficie (Fotografía 8), pasa a través de las fracturas hasta el contacto entre la base del hielo y el sustrato rocoso (Fotografía 9), lubricando esta interfase y promoviendo periódicos reavances.

¿El fin del espectáculo?

Atendiendo a los pronósticos del IPCC sobre el incremento de la temperatura media global para las próximas décadas, y si no ocurre paralelamente un incremento en las precipitaciones nivales, es probable que el glaciar Perito Moreno pierda espesor vertical por ablación (Figura 5). Bajo estas condiciones, su sección terminal comenzará a estar en situación de lengua parcialmente flotante. Cuando esto ocurra, el glaciar dejará de estar en equilibrio y comenzará a replegarse progresivamente por *calving*, de tal forma que ya no podrá colisionar contra la península Magallanes. Este escenario marcará el final de los bloqueos.

Si en cambio se aceptan como válidos los pronósticos a futuro de Landscheidt (1995, 2003), su anunciado próximo Mínimo de Gleissber daría lugar a un progresivo fortalecimiento y avance del glaciar Perito Moreno que alcanzaría su clímax en el 2030. De esta forma, el frente de hielo se desplazaría sostenidamente hasta bloquear en forma permanente al brazo Rico, dando lugar a la elevación de su superficie en un valor de 30,8 metros por sobre la cota actual, nivel a partir del cual comenzaría a drenar a lo largo del río Centinela, por el lado sur del cerro Frías.

El glaciar Viedma

El glaciar Viedma constituye el segundo glaciar en importancia del Campo de Hielo Patagónico Sur. Con una superficie de aproximadamente 980 kilómetros cuadrados, se caracteriza por su lengua cónica, el diseño curvilíneo -visible por



Fotografía 7. Túnel de hielo excavado en el cuerpo del glaciar durante la etapa previa al colapso.



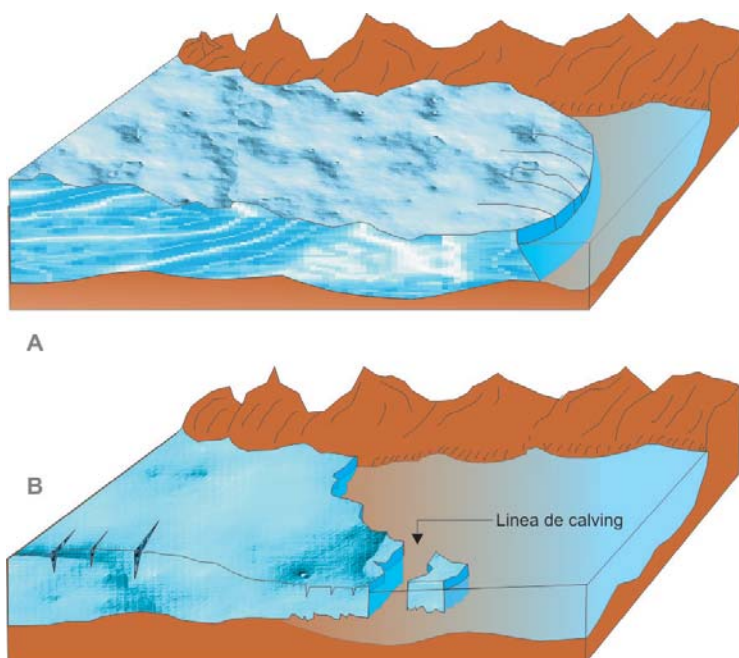
Fotografía 8. Agua de ablación circulando sobre el glaciar Perito Moreno.



Fotografía 9. Túnel de hielo subglacial situado en la sección intermedia y marginal del glaciar Perito Moreno, en cuyo piso se observa la circulación del agua de ablación sobre afloramientos rocosos y depósitos glaciafluviales subglaciares.

el dibujo que despliegan sobre su superficie los detritos en tránsito (Figura 6 y Fotografía 10)- y por su baja tasa de retroceso.

Si bien la mayor parte de los glaciares que se desprenden del Campo de Hielo Patagónico Sur presentan velocidades de repliegue varia-



Ablación y calving: En el esquema A, el glaciar se apoya sobre el sustrato rocoso. La forma de su frente, que caracteriza a un glaciar estable (ya sea en avance o en retroceso) es convexa hacia aguas abajo. El adelgazamiento vertical del glaciar por derretimiento (**ablación**) hace que su frente comience a flotar y de este modo actúa el proceso de **calving** (flotación y facturación del hielo, esquema B). Durante éste, generalmente se produce un retroceso mucho más acelerado debido a las fracturas que se generan en el frente de hielo por las enormes tensiones. Un glaciar flotante tiene frentes con formas cóncavas o grandes ensenadas donde se produce una gran acumulación de témpanos.

Figura 5. Esquema de los procesos de ablación y calving.

bles, en general muy elevadas para las últimas décadas, el Perito Moreno -como ya se ha visto- y el Viedma constituyen una excepción a este comportamiento general. En el caso del Viedma, se comprueba que ha mantenido su posición terminal sin demasiadas variaciones y sólo con una mínima retracción, por lo menos durante los últimos 20 años. Este comportamiento podría ser explicado por tres características que presenta

el glaciar en su sección inferior y que actúan en forma concurrente.

La primera de ellas está relacionada con la obstrucción parcial de la lengua de hielo en su sector final (Figura 6) y en la que se desarrolla una difluencia. En esa zona, una faja angosta de su margen sur finaliza sobre un reducido cuerpo de agua denominado lago del Viedma, mientras que la mayor parte del glaciar sigue su camino, desarrollando una inflexión de 90°, para rápidamente concluir en parte sobre un afloramiento rocoso y en parte sobre las aguas del lago Viedma. La referida desviación es causada por la existencia de una dorsal rocosa de entre 590 y 690 metros de altura que interrumpe la dirección general S 55° E que la lengua de hielo tiene desde la confluencia de la corriente Oeste con la corriente Principal.

La segunda característica distintiva es la drástica disminución del ancho del glaciar cuando se contrasta la sección que se extiende inmediatamente pendiente abajo del *nunatak* Viedma (14 kilómetros) con la de la desembocadura sobre el lago Viedma (2 kilómetros). La sección, vista desde arriba, tiene forma de cono alargado con el ápice hacia el lago (Figura 6).

En tercer lugar se encuentra el contacto del borde frontal del glaciar con las aguas del lago Viedma, sitio en el que una parte importante del hielo, aproximadamente la mitad sur de la faja, apoya claramente sobre sustrato rocoso.

Las dos primeras características favorecen la estabilidad del glaciar al mantener o incluso promover un mayor espesor de la lengua en su sección final, compensando o atenuando el que se pierde por ablación vertical, mientras que la última favorece la protección del frente del glaciar del proceso de retroceso rápido por calving,

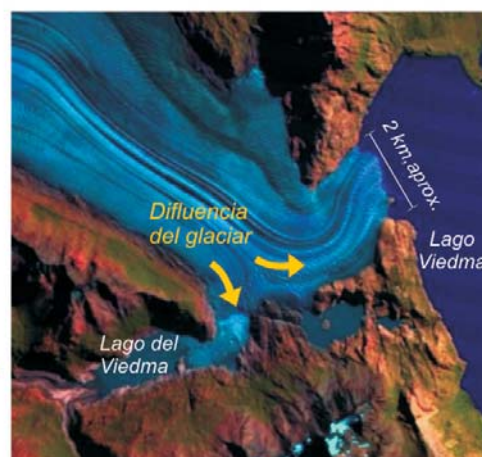
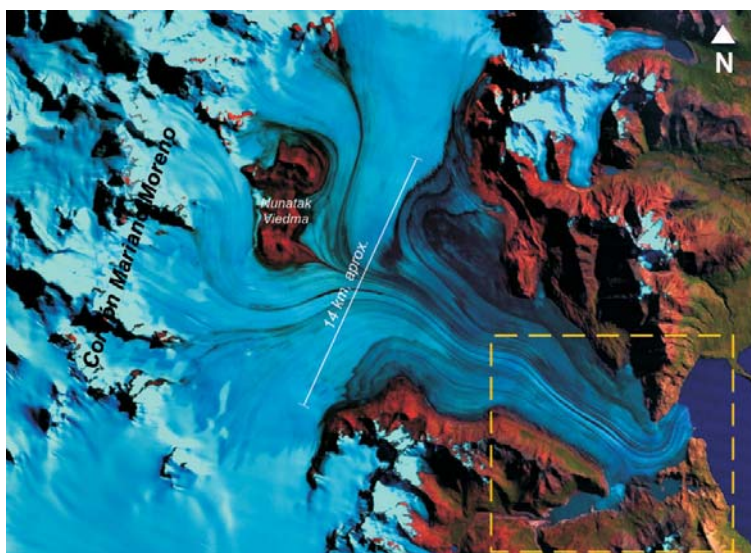


Figura 6. El glaciar Viedma según una visión cenital, desde el cordón Mariano Moreno hasta su descarga en el lago Viedma.

al evitar o limitar parcialmente su flotación en el lago.

No obstante, el hecho de que esta zona esté en contacto con el agua del lago posibilita una más rápida fusión del hielo frontal, de tal manera que se producen desprendimientos locales que aceleran el retroceso del frente en este sitio. La evidencia de este comportamiento se desprende del perfil abrupto que, en noviembre de 2004, presentaba el borde de la lengua en la faja frontal norte y en el diseño bicóncavo del límite de la misma en su contacto con el lago, esto último cuando se observaba al glaciar desde el aire. Todas estas características pueden observarse en la fotografía aérea a baja altura tomada el 11 de noviembre de 2004 (Fotografía 11).

Contrariamente a lo que se observa en la fotografía 11, mapas realizados en 1986 sobre la zona terminal del glaciar muestran que la totalidad de su extremo final se encontraba apoyada sobre el sustrato rocoso. Para esa fecha, el glaciar Viedma no presentaba flotación ni *calving* y por lo tanto tenía una lengua terminal más estable que la actual, aun a pesar de estar en parte sumergida en el lago Viedma.

Si bien el frente del glaciar ha presentado una posición con pocas variaciones durante los últimos años, esta situación podría revertirse, ya que parte del frente de la lengua es actualmente inestable. El retroceso del glaciar por *calving* podría comenzar a medida que el espesor del mismo disminuya por fusión, situación esta última que se viene dando en forma regular. La flotación parcial del término del glaciar replegaría el frente de la lengua hasta la zona en la cual se halla la inflexión de 90°. Si esto sucediese, el efecto de obstrucción parcial al flujo del hielo podría desaparecer, dejando sin efecto otro de los factores que le confieren estabilidad a la lengua de hielo. De acuerdo con esto, la velocidad en el flujo del glaciar en su sección distal se incrementaría y, por lo tanto, el espesor vertical en esa zona disminuiría más rápidamente que por el actual efecto de ablación vertical.

Un menor espesor del glaciar favorecería una mayor flotación en su zona distal, iniciándose así el proceso de *calving*, que podría pasar rápidamente de gradual a acelerado. Finalmente, el retroceso del frente del glaciar hacia secciones progresivamente más anchas valle arriba, incrementaría la acción de este proceso al actuar sobre un frente más extendido, situación que podría desestabilizar una gran zona de la sección final del glaciar.



Fotografía 10. Superficie del glaciar Viedma desde las cercanías del *nunatak* Viedma hasta el lago homónimo. Fotografía obtenida el 11 de noviembre de 2004.



Fotografía 11. Frente del glaciar Viedma en su ingreso al lago homónimo. Fotografía obtenida el 11 de noviembre de 2004.

El glaciar Viedma presenta tasas de ablación vertical similares a las del resto de los glaciares de la región, por lo tanto, atendiendo a los incrementos de temperatura media global vaticinados por el IPCC para las próximas décadas, este pronóstico de evolución para el glaciar Viedma podría materializarse en el futuro cercano. Un resultado diferente ocurriría si se aceptan como válidos los pronósticos de Landscheidt (1995, 2003), ya que su anunciado próximo Mínimo de Gleissber daría lugar a un progresivo fortalecimiento y avance del glaciar Viedma, que alcanzaría su clímax en el 2030.

El glaciar Upsala

El glaciar Upsala fluye desde el Campo de Hielo Patagónico Sur y llega al lago Argentino a través de la cabecera del brazo Upsala (Figura 7). La característica fundamental que presenta

este glaciar, además de su tamaño difícil de fijar dada su continua disminución (entre 860 y 900 kilómetros cuadrados), es el rápido retroceso de su lengua a partir del desprendimiento de témpanos, eventos que en algunos casos tienen el carácter de excepcionales. Este comportamiento en la dinámica glaciaria se debe a que el frente del glaciar Upsala no está totalmente apoyado sobre el sustrato rocoso del fondo del lago. Por el contrario, tiene la mayor parte de su sección terminal en flotación, situación que da lugar a enormes tensiones que finalmente se resuelven mediante la fracturación y el consiguiente desprendimiento de témpanos mediante *calving* (Figura 5).

A partir del análisis de estudios realizados en el pasado y más recientemente por Malagnino y Strelin (1992, 1996), Malagnino y otros (1997, 1998) y Malagnino (2004), se pudo establecer que el retroceso del frente del glaciar Upsala durante los últimos 204 años, entre 1800 y fines de 2004, fue el siguiente:

Desde el año 1800 hasta 1931 el glaciar retrocedió a una tasa promedio de 50 metros por año, haciéndolo como un glaciar de descarga pero con la base apoyada sobre el fondo del brazo Upsala.

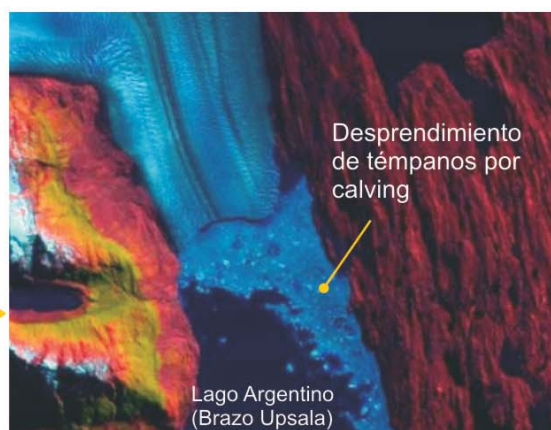
Entre los años 1931 y 1981 (Figura 8), si bien la tasa de retroceso promedio se mantuvo estable, el comportamiento dinámico varió sustancialmente, ya que el retroceso del glaciar no fue el mismo a lo largo de todo su frente. La margen oeste experimentó un retroceso neto de 2 kilómetros y la parte central otro de 2,5 kilómetros, lo que dio lugar a una tasa de retroceso de 40 y 50 metros/año respectivamente. Sin embargo, la margen este se mantuvo en una posición estable, e incluso avanzó varias decenas de metros.

La explicación de esta última anomalía se relacionó con la aparición, entre 1978 y 1980, de un curso fluvial subglaciar marginal que humedeció el borde oriental de la plataforma de hielo, lubricándola y dando lugar a un fuerte resbalamiento glaciario local, que sumó este movimiento al que ya tenía la totalidad de la lengua.

Entre 1981 y 1993 (Figura 8) se produjo un notable cambio en la tasa de retroceso general, lapso en el que el frente del glaciar experimentó un repliegue inédito. En esta oportunidad el retroceso tampoco fue regular a lo largo de todo su frente. Mientras que la margen oeste retrocedió una distancia neta de 2 kilómetros (con una tasa de repliegue de 166 metros/año), el sector central lo hizo una distancia total de 5,5 kilómetros (con una tasa de repliegue de 458 metros/año). Pero la que se destacó fue la margen izquierda, que se replegó una distancia neta de más de 8 kilómetros, con una tasa de retroceso mayor a los 666 metros anuales. Estos valores representan incrementos de tres, nueve y trece veces en la tasa de retroceso registrada entre 1931 y 1981.



Figura 7. Imagen Satelital Landsat TM del glaciar Upsala correspondiente al 12 de marzo de 2001. Bandas 4-5-3. Se observa un importante evento de desprendimiento de témpanos por *calving*.



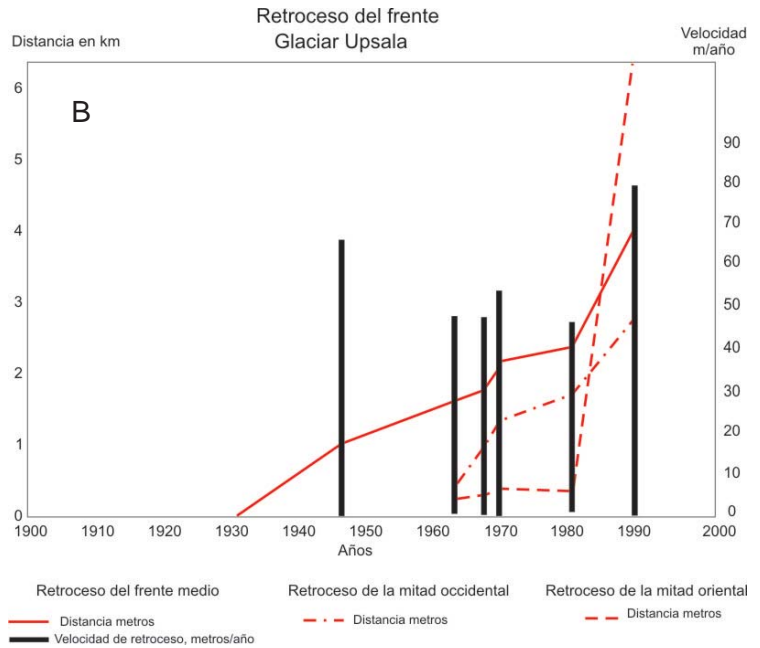
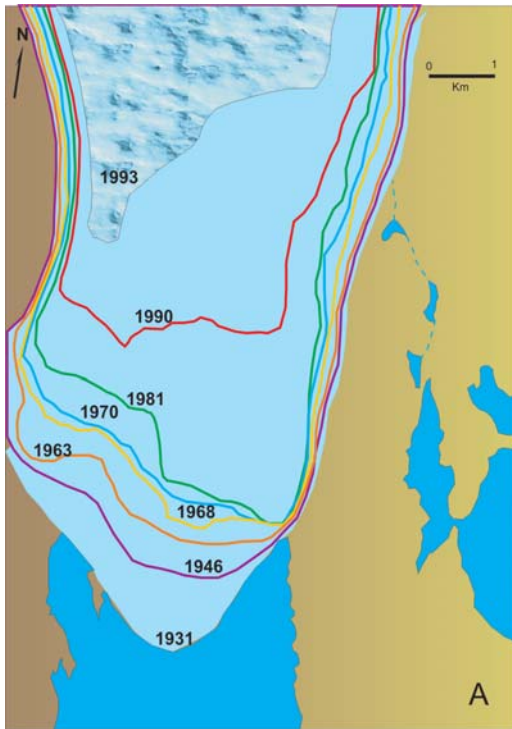


Figura 8. A) Retroceso del glaciar Upsala entre los años 1931 y 1993. B) Tasa de repliegue del frente del glaciar entre 1931 y 1990 según Malagnino y Strelin (1992, 1996).

La causa de este singular repliegue se debió a que, a partir del año 1981, parte del glaciar Upsala comenzó a estar en flotación, posibilitando el desprendimiento de témpanos. El retroceso fue mayor en la faja izquierda del glaciar, zona que había reavanzado a partir del deslizamiento basal. Durante aquel reavance, y sin haber mediado un aporte extra de masa de hie-

lo, toda esta faja sufrió un adelgazamiento y perdió espesor (Figura 9), permitiendo que una gran parte de ella entrara en condición de lengua flotante y facilitando así el desprendimiento local de témpanos.

La separación selectiva de esta faja dio lugar a la formación de una ensenada angosta (Fotografía 12) que permitió que la zona distal del glaciar

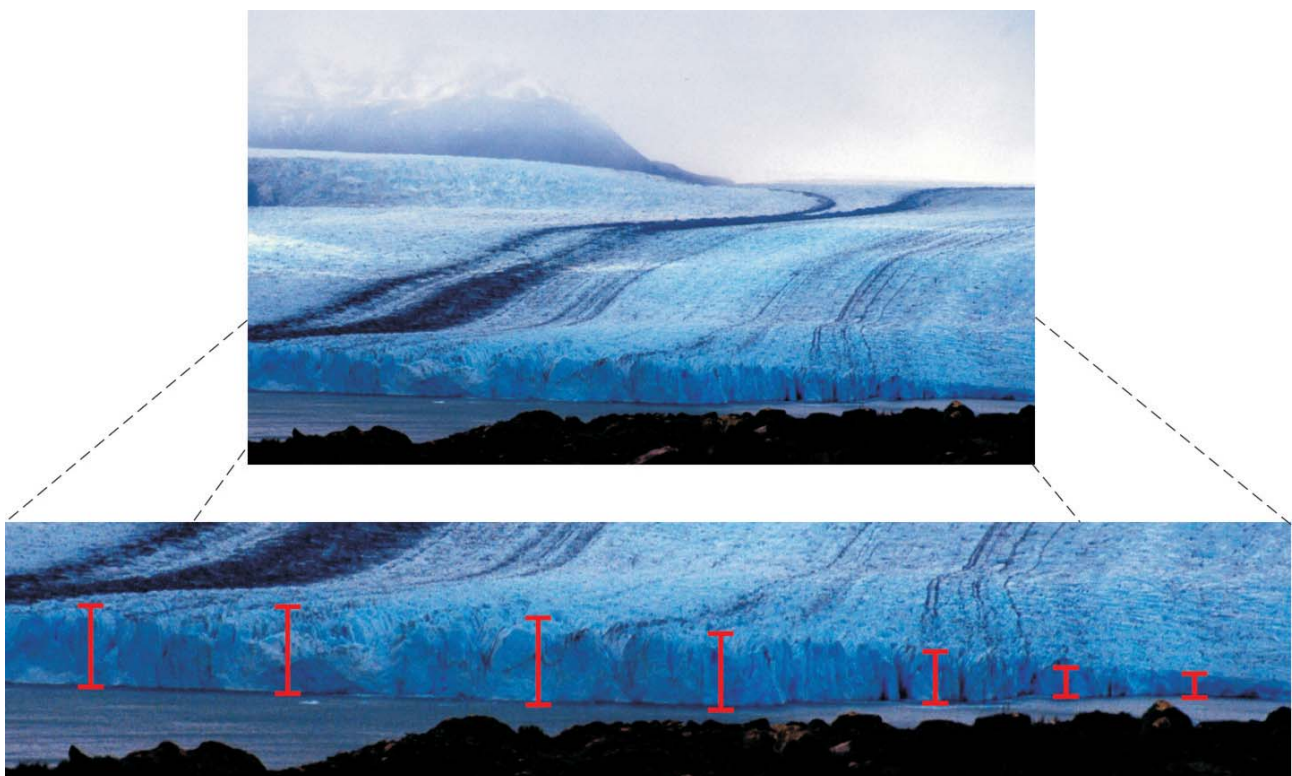
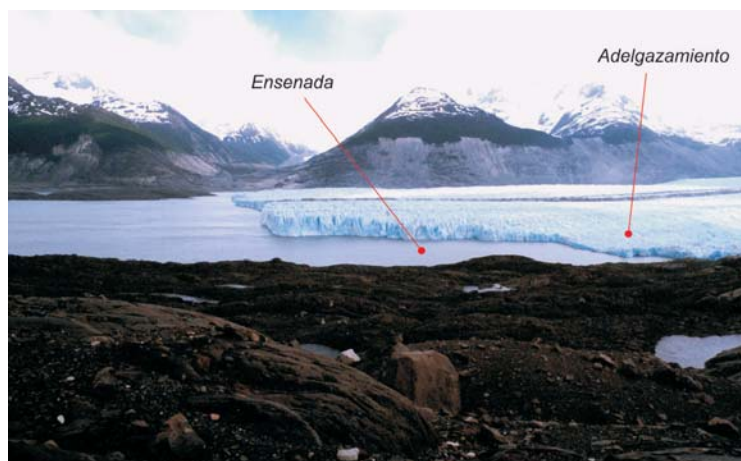


Figura 9. Sector este del glaciar Upsala. Se observa claramente, en el extremo derecho de la figura, el adelgazamiento en el espesor del hielo. Imagen tomada en noviembre de 1990.



Fotografía 12. Posición del frente del glaciar Upsala en noviembre de 1990. Nótese la ensenada existente en la margen este del glaciar y el adelgazamiento local del glaciar en esa faja.

dejara de estar confinada a los márgenes del brazo Upsala y, por lo tanto, que el hielo comenzara a expandirse lateralmente, haciéndolo en forma progresiva desde el borde este hacia el oeste. Esto se tradujo en un gradual adelgazamiento de todo el frente de la lengua distal, posibilitando que cada zona alcanzada por este efecto se adelgazara y comenzara a flotar, presentando desprendimientos generalizados de témpanos.

En el gráfico de la Figura 8B puede observarse la tasa de repliegue del frente del glaciar entre 1931 y noviembre de 1990 para cada una de sus secciones: este, central y oeste.

Entre noviembre de 1990 y noviembre de 2004 el glaciar Upsala retrocedió de manera irregular, con períodos de repliegue rápido entre 1990 y 1993 (Figura 8), menos acelerado entre 1994 y 1996 y notablemente rápido a partir de 1997. En el lapso de estos 14 años, el frente del



Fotografía 13. Posición del frente del glaciar Upsala el 11 de noviembre de 2004. Puede observarse claramente la permanencia de la ensenada marginal luego de que el frente retrocediera aproximadamente 4.200 metros desde la posición que presentaba en noviembre de 1990 (Fotografía 12).

glaciar se replegó aproximadamente 4.200 metros a una tasa media de 260 metros por año. La ensenada situada en la margen izquierda de la lengua aún se conserva y actualmente tiene tendencia a ensancharse (Fotografía 13). Mientras esta característica perdure, el frente seguirá retrocediendo aceleradamente.

Cabe señalar que la configuración del fondo del lago habría jugado un papel importante en los mayores retrocesos, ya que tanto en su perfil longitudinal como en el transversal es probable que existan elevaciones y depresiones que permitan eventos de *calving* catastrófico.

EL CALENTAMIENTO GLOBAL Y LOS GLACIARES PATAGÓNICOS

¿Podrían los glaciares del Campo de Hielo Patagónico Sur fundirse progresivamente hasta reducirse significativamente, contrariamente a lo pronosticado por las teorías astronómicas (Milankovitch-Landscheidt)? Esta suposición, por cierto inquietante, podría materializarse en el mediano a largo plazo si se admiten como válidos los pronósticos del IPCC y el efecto que tendría sobre estas masas de hielo la elevación de la temperatura media global en los próximos 90 años.

De acuerdo con las conjeturas del IPCC, el incremento de temperatura se relacionaría con la descarga hacia la atmósfera de gases generados directamente por la actividad antropogénica o promovidos por ella. Estos gases son el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4), el óxido de nitrógeno (N_2O), los clorofluorocarburos (CFC) y el ozono troposférico (O_3), entre otros. Atendiendo al resultado de los modelos, éstos darían lugar a un proceso de calentamiento global acompañado de una serie de consecuencias, entre las que se destacan la fusión del hielo de los polos, de las calotas de hielo, de los campos de hielo, de los glaciares de valle, de la nieve estacional y de los suelos congelados (conjunto que se denomina criósfera) y la expansión térmica del agua del mar.

El IPCC ha examinado varios supuestos climáticos, incluido el peor de ellos, en el que se mantiene el nivel actual de las emisiones. Este hipotético escenario predice que en el año 2025 la temperatura media global se incrementará en 1°C y que aumentará hasta 3°C . Para el año 2100, ésta podría elevarse entre $1,4$ a $5,8^\circ\text{C}$. Escenarios más pesimistas elevan este valor hasta un máximo de $6,4^\circ\text{C}$ en los próximos cien años.

Cuantificar detalladamente cual sería la incidencia que tendría un cambio climático como el referido en la evolución futura de los glaciares y sistema hidrológico emisario de estas cuencas englazadas correspondientes al Campo de Hielo Patagónico Sur, constituye un tema casi exclusivamente teórico debido a que el nivel de conocimiento que se tiene actualmente en esta región sobre este tópico es bajo. Los escenarios a futuro planteados por el IPCC se basan en modelos de simulación climática de carácter global obtenidos a partir de ecuaciones matemáticas complejas, que no pueden dar certezas en esta comarca debido a que se carece aquí de una base de datos significativa que esté dirigida a valorar esta cuestión. Incluso, podría ser discutible la validez de estas predicciones informáticas para los casos con los que se cuenta con mayores datos. No obstante, una aproximación al problema sería realizar una evaluación general de tipo cualitativo y aplicable a estimar la tendencia general del comportamiento hidrológico ante los incrementos de temperatura previstos en los distintos reportes del IPCC para los próximos 80 a 100 años.

Acotada la respuesta por estas limitaciones, se estima que un incremento de temperaturas entre 3 a 6,4° C dará lugar, a escala global, a una mayor y generalizada fusión de los glaciares y, en algunos casos, a un incremento en la precipitación media anual, ya que una mayor parte del agua que actualmente está retenida en la criósfera pasará a formar parte del ciclo hidrológico. Esta última situación, traducida en precipitaciones nivales sobre áreas continentales situadas en latitudes altas, podría promover reavances locales para algunos glaciares, contrarrestando de esta forma la fusión del hielo por incremento de la temperatura estival. Sin embargo, los modelos informáticos, mayoritariamente mejor ajustados para el hemisferio norte, indican que en algunos casos, muchas regiones continentales presentarían disminuciones en las tasas de precipitación media anual. Entonces, ¿cuál de estas dos sería la situación para nuestra sección del Campo de Hielo Patagónico Sur? No lo sabemos con precisión.

El pasado, ¿clave para el futuro?

Si bien los escenarios futuros sobre este tema son precarios y discutibles, sabemos qué fue lo que ocurrió en esta zona cuando se produjeron variaciones climáticas en el pasado y, mediante esta información, podemos estimar cual sería la tendencia próxima.

En relación con la temperatura, en la comarca del Campo de Hielo Patagónico Sur correspondiente al sector del lago Argentino, luego del máximo glaciar de la última Edad de Hielo (aproximadamente 19.000 a 20.000 BP) y en respuesta al incremento de la temperatura, comenzó el retroceso de los glaciares en forma enérgica alrededor de los 16.000 BP, replegándose el frente de los hielos hasta posiciones similares a las actuales. Posteriormente, durante un nuevo período de enfriamiento tuvieron lugar reavances pronunciados hacia los 13.000 ± 900 BP, 11.100 ± 730 BP y 10.390 BP -el primero, correlacionable con el Younger Dryas del hemisferio Norte (Strelin y Malagnino, 2000)- los que dejaron como evidencia los depósitos de morenas de Puerto Banderas. El siguiente reavance correspondió a la Glaciación Herminita. Luego del retroceso de este episodio tuvieron lugar reavances menores, claramente Neoglaciales, en el 2340 BP y 1600 BP (Mercer, 1965), y en 1730 AD; 1820 AD y 1900 AD (Malagnino y Strelin, 1992, 1996), relacionados con fluctuaciones en la intensidad de la radiación solar. A partir del 1900 AD no se verificaron reavances significativos y el retroceso es sostenido en la mayoría de los glaciares que se desprenden del Campo de Hielo Patagónico Sur, acompañando a la elevación de la temperatura media global. Otras evidencias de campo permiten evaluar que una elevación de la temperatura estaría acompañada por una merma de la precipitación media anual. De esta forma, el retroceso de los glaciares se vería doblemente reforzado por una intensificación de la tasa de derretimiento y una disminución de la tasa de precipitación.

Sin embargo, ante un escenario en el cual tenga lugar una disminución profunda de la temperatura, como el propuesto por Landscheidt para el 2030, la tendencia sería la opuesta. Si se diera esta situación, los glaciares avanzarían en todo el planeta y en el caso particular de la región del lago Argentino, lo harían hasta la posición en donde actualmente se localizan las morenas Neoglaciales Pearson IIa, las que, justamente, se acumularon aproximadamente en 1730, hacia el final del Mínimo de Maunder.

MEDIDAS DE PROTECCIÓN

El Parque Nacional Los Glaciares fue creado en el año 1937 con el objetivo de preservar, entre otras maravillas naturales situadas en esta

región de los Andes Australes, una dilatada área ocupada por numerosos glaciares y escenarios naturales excepcionales, como el Campo de Hielo Patagónico Sur y el glaciar Perito Moreno.

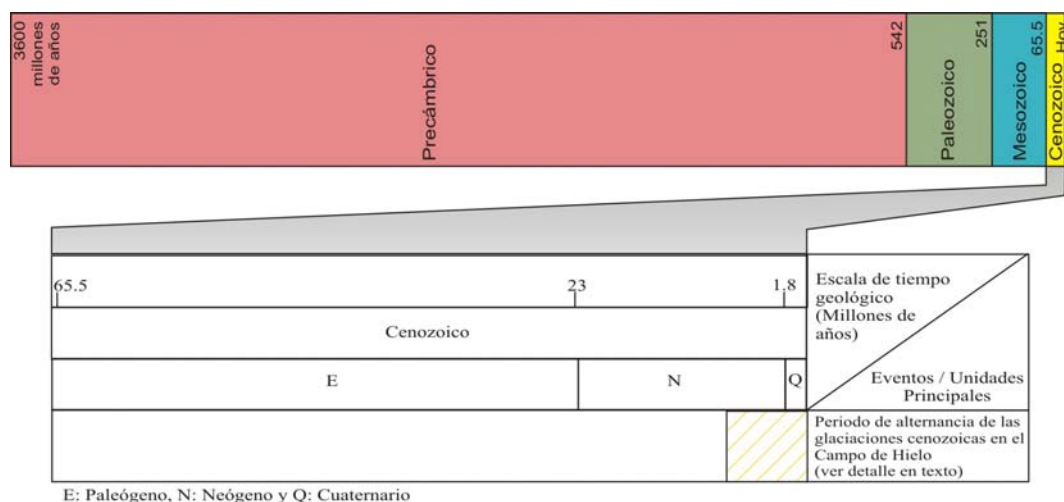
En 1971, a partir de la promulgación de la Ley N° 19.292, se establecieron los límites actuales y se formalizó la zonificación de Parque Nacional y Reserva Nacional, de tal forma que de los 6.000 kilómetros cuadrados de superficie total que abarca, una cuarta parte pertenece a la Reserva Nacional, mientras que el resto corresponde al Parque Nacional propiamente dicho. Los glaciares que se hallan dentro del parque, y que constituyen una de las razones primordiales de su existencia, cubren una superficie de 2.600 kilómetros cuadrados.

Debido a la espectacular belleza de sus paisajes, el interés glaciológico, geológico y geomorfológico que despierta a escala nacional

e internacional, y las características de las especies de fauna y flora que encuentran cobijo en su ámbito, algunas de ellas en peligro de extinción, en 1981 la UNESCO declaró a este lugar como Sitio de Patrimonio Mundial de la Humanidad.

Sería deseable que el sector situado a continuación del extremo norte de este parque fuera incluido dentro de él, ya que esta comarca es la continuidad natural de la protegida y en ella se localizan varios glaciares y ambientes naturales de elevado valor escénico y científico. Sobre todo teniendo en cuenta los proyectos de desarrollos urbanos que están planeados a lo largo del valle del río Las Vueltas, desde la localidad de El Chaltén hasta el lago del Desierto, los que probablemente generen diversos impactos no deseables en este medio natural de elevada sensibilidad.

UBICÁNDOSE EN EL TIEMPO



AGRADECIMIENTOS

Se expresa el agradecimiento a la Comisión Nacional de Actividades Espaciales que facilitó los registros digitales del SAC-C y Landsat TM, al Dr. Antonio D. Gagliardini por el procesamiento de las imágenes remotas y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires y Administración de Parques Nacionales, Parque Nacional Los Glaciares, por la colaboración y asistencia recibida.

TRABAJOS CITADOS

Caldenius, C., 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Direc-

ción General de Minería y Geología. 95: 1-143, Buenos Aires.

Eddy, J., 1977. The Case of de Missing Sunspot. Scientific American, may 1977.

Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Volúmenes 1, 2 y 3. 431 p. Buenos Aires.

Glaisberg, W., 1958. The 80-year sunspot cycle. Journal of the British Astronomical Association. 68, 150 p.

Landscheidt, T., 1995. Global warming or Little Ice Age? In: Finkl, C. W. (Ed.) Holocene cycles. A Jubilee volume in celebration of the 80th birthday of Rhodes W. Fairbridge. Fort Lauderdale, The Coastal Education and Research Foundation (CERF), 371-382.

- Landscheidt, T., 2003. New Little Ice Age instead of global warming. *Energy and Environment*, 14, 4: 327-350.
- Malagnino, E.C., 1995. The discovery of the oldest extra-andean glaciation in the lago Buenos Aires basin (Argentina) and new interpretation of the Patagonian moraine sequence in the area. *Quaternary of South América & Antarctic península*, 9 : 73-87.
- Malagnino, E.C., 2004. Determinación de la estabilidad del Glaciar Viedma ante elevaciones del lago Viedma relacionadas con el Proyecto de Represamiento La Leona. Universidad Nacional de la Patagonia Austral. Inédito.
- Malagnino, E.C. y Strelin, J., 1992. Variations of Upsala Glacier in southern Patagonia since the late Holocene to the present. In: Naruse, R. (Ed.) Report of the grant of the International Scientific Research Program (N 02041004) of the Ministry of Education, Science and Culture, p. 61-85. Japan.
- Malagnino, E.C. y Strelin, J.A., 1996. Oscilaciones del englazamiento en el brazo norte del lago Argentino y península Herminita desde el Holoceno hasta la actualidad. XIII Congreso Geológico Argentino, IV: 289-308.
- Malagnino, E.C., Strelin, J.A. y Gagliardini, A.D., 1997. Resbalamiento basal y calving, causas convergentes en el retroceso reciente del frente del glaciar Upsala, Provincia de Santa Cruz. Argentina. International Seminar on the Use and Applications of ERS in Latin América.
- Malagnino, E.C., Strelin, J.A. y Gagliardini, A.D., 1998. Uso de la información espacial para determinar el retroceso reciente del frente del glaciar Upsala, provincia de Santa Cruz, Argentina. Jornadas Argentinas de Teleobservación. CONAE. Buenos Aires. Resumen.
- Mercer, J.H., 1965. Glacier variations in Southern Patagonia. *Geographical Review*, 55: 390-413.
- Rabassa, J. y Coronato, A., 2002. Glaciaciones del Cenozoico tardío. En: Haller, M.J. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, I-19: 303-315. El Calafate.
- Strelin, J.A., 1995. New evidences on the relationships between the oldest extra-andean glaciations in the río Santa Cruz area. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A.A. Balkema, 9: 105-116, Rotterdam.
- Strelin, J.A. y Malagnino, E.C., 1996. Glaciaciones Pleistocenas del Lago Argentino y Alto Valle del Río Santa Cruz. XIII Congreso Geológico Argentino, IV: 311-326.
- Strelin, J. A. y Malagnino, E.C., 2000. Late-Glacial History of Lago Argentino, Argentina, and Age of the Puerto Bandera Moraines. *Quaternary Research*, 54: 339-347.