

Junta de vigilancia de la cuenca del río Huasco y sus afluentes

Proyecto Pascua-Lama, tercera región, Chile.

*Balance invernal 2005 de los glaciares
Esperanza, Toro 1, Toro 2 y Guanaco*

Septiembre - Octubre de 2005

Profesores de Estado Michel Vallon y Christian Vincent

*Université Joseph Fourier,
Observatoire des sciences de l'Univers de Grenoble,
Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement du C.N.R.S.¹*

Objetivos

La determinación directa del balance de masa de los glaciares Esperanza, Toro 1, Toro 2 y Guanaco (figura 1) comenzó en marzo de 2003. Las medidas, para los años hidrológicos 2003-2004 y 2004-2005, se realizaron a partir de testigos de hielo y balizas instaladas en el hielo por la consultora "Golder Associates". Estas observaciones permiten disponer de balances de masa invernales y estivales para 2 años consecutivos.

En el mes de octubre de 2005, realizamos observaciones de la acumulación invernal de nieve sobre estos glaciares y sobre las zonas cercanas no recubiertas de hielo, en un ámbito que cubre alrededor de 4 km². Este estudio tenía un triple objetivo :

1°) evaluar la cantidad de nieve acumulada en esta región sobre las zonas recubiertas y no recubiertas de hielo,

2°) considerar la distribución geográfica de la acumulación con el fin de comparar esta distribución con resultados de modelo de redistribución de la nieve por efectos del viento (Viabilidad de manejo de los glaciares, septiembre 2005, anexo IV, Simulación de grilla fina de la depositación de polvo debido a las actividades mineras, revisión B),

¹ *Universidad José Fourier, Observatorio de las ciencias del Universo de Grenoble, Laboratorio de glaciología y geofísica del medio ambiente del C.N.R.S.*

3°) comparar la acumulación medida en terreno con las precipitaciones observadas en las estaciones meteorológicas cercanas (Pascua-Lama y El Indio). La relación entre la acumulación de nieve observada sobre los glaciares y las precipitaciones medidas en las estaciones meteorológicas de los valles es indispensable si se desea reconstituir las anteriores variaciones de volumen de los glaciares (ver modelo del Sr. Jones, Viabilidad de manejo de los glaciares, Anexo V : Balance hidrológico de los glaciares, Golder Associates, abril 2005). Es entonces esencial que esta relación sea establecida seriamente.



Figura 1 : Plan de situación de los glaciares Esperanza, Toro 1, Toro 2 y Guanaco.

La frontera entre Chile y Argentina se indica en rojo. Los límites de los glaciares están en verde. Estos límites son aproximados ya que la superficie de los glaciares Toro y Esperanza está parcialmente cubierta de morrenas que encubren el hielo. Las vaguadas se indican en azul.

La equidistancia de las curvas de nivel es de 10 m. El sistema de proyección es el sistema UTM, el elipsoide utilizado es el de Sudamérica n°56. La cuadrícula tiene una dimensión kilométrica.

Plan dibujado por el servicio topográfico de la Cia Minera Nevada (Barrick).

Métodos

Las observaciones de terreno se efectuaron los días 28, 29,30 de septiembre y 1° de octubre de 2005. Se beneficiaron del apoyo logístico de la Compañía Minera Nevada Ltda. (alojamiento en el campamento de Barriales, transportes hasta los glaciares en camionetas 4x4, asistencia médica, dispositivos de seguridad sobre los glaciares,...) Las medidas de terreno propiamente dichas estuvieron garantizadas por Vincente Sigl, Jaime Salas, Ronald Aguilar, Orosman Canales, Michel Vallon y Christian Vincent. Estas medidas permitieron, por una parte, obtener la acumulación de nieve en 135 puntos (figura 2) y por otra parte, determinar los límites de las superficies nevadas (una gran parte de la región está desprovista de nieve debido al viento). Las alturas de nieve fueron medidas por perforaciones, principalmente efectuadas con un taladro canadiense. Se realizaron algunos testigos de nieve con un “toma-muestras” de tipo S.I.P.R.E. (C.R.R.E.L.)² La mayoría de las perforaciones alcanzaron la roca o el hielo, algunas perforaciones fueron detenidas a 4 metros de profundidad sin alcanzar la roca o el hielo ya que los instrumentos disponibles no permitían perforar a una profundidad superior a 4 metros. Algunas perforaciones fallaron a profundidades inferiores a 4 metros por razones desconocidas (bloqueos del “toma-muestras”) sin que fuera posible identificar de manera clara la roca o el hielo. Las observaciones de espesores de nieve fueron completadas por medidas de densidad del manto nevado : estas observaciones se hicieron a partir de la medida de masa y volumen de las muestras resultantes de los testigos de nieve S.I.P.R.E. Estas medidas permiten convertir los espesores de nieve en alturas de agua equivalente.

Los límites del campo de nieve se localizaron con la ayuda de un aparato de navegación GPS (Garmin); la precisión de estas localizaciones topográficas no es mejor que 10 metros pero es suficiente para el objetivo fijado. El conjunto de estas observaciones se realizó en una región con una extensión de 4 km de largo y cerca de 1 km de ancho, entre el glaciar Esperanza y el glaciar Guanaco (figura 2). Los contornos de los campos de nieve fueron medidos por topografía en este perímetro ; los testigos de nieve, solo cubren las mayores zonas nevadas sobre o cerca de los glaciares.

² S.I.P.R.E. : Snow Ice and Permafrost Research Establishment ; C.R.R.E.L. : Cold Regions Research and Engineering Laboratory (U.S. Army, Corps of Engineers)

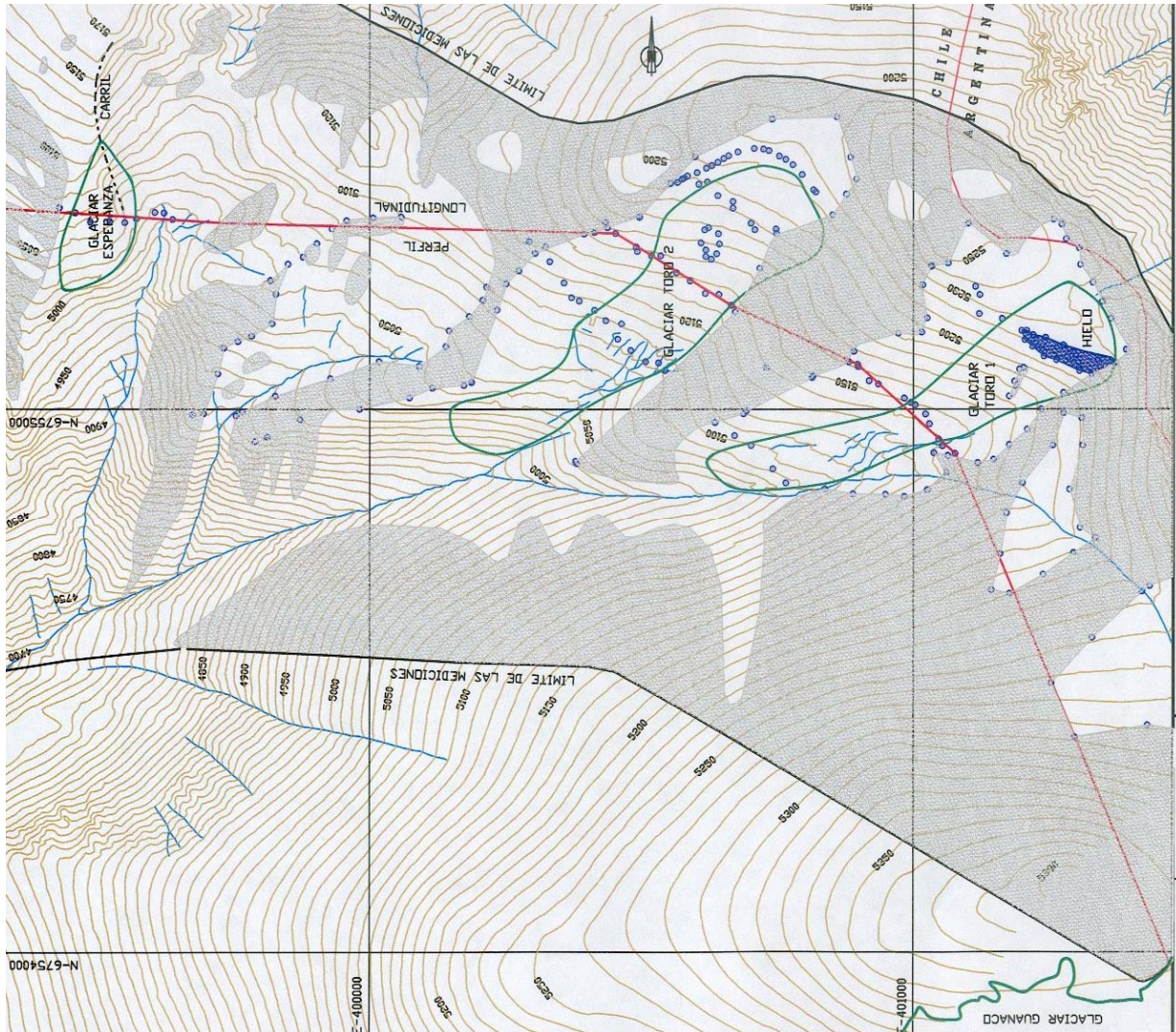


Figura 2 : Observaciones de las superficies nevadas realizadas (28 de septiembre - 1 de octubre de 2005).

Las líneas negras gruesas son los límites de la zona cartografiada. Las partes que son de color gris, son las superficies completamente desprovistas de nieve. Las partes que no son de color gris (dentro del perímetro de observación,) indican las superficies cubiertas de nieve en dicha fecha. La superficie de color azul sobre el glaciar Toro 1 representa una superficie de hielo, sin nieve. La línea roja gruesa es el rastro del perfil longitudinal reproducido sobre la figura 3.

Plan dibujado por el servicio topográfico de la Cia Minera Nevada (Barrick).

Resultados

Estas observaciones permiten establecer un mapa relativamente preciso de la acumulación de nieve de esta región. Pudimos así, por una parte, localizar precisamente los contornos de las superficies nevadas y por otra parte determinar los valores de la acumulación de nieve cerca y sobre los glaciares.

1. Delimitación de las superficies de nieve

Los contornos de las zonas nevadas muestran una estructura simple (figura 2). Todo indica claramente que la nieve se acumula detrás de los picos orientados sudoeste/ nordeste (norte 45°) o en las vaguadas profundas. Al contrario, sobre los picos o sobre las laderas expuestas al noroeste, no hay ningún depósito de nieve. Las excepciones observadas sobre la ladera expuesta al noroeste, entre el glaciar Toro 1 y el glaciar Guanaco, corresponden a la nieve acumulada en las vaguadas. Esta estructura está completamente vinculada a la dirección del viento que es casi unidireccional (noroeste o norte 315°). Según observaciones realizadas en la estación meteorológica de "Frontera" los vientos cuya velocidad es superior a 20 m/s son todos de direcciones noroeste a norte-noroeste (norte 315° hasta norte 340°). Durante los episodios nevados, la nieve se acumula así detrás de los picos sudoeste/nordeste, en lugares protegidos del viento. Se puede observar precisamente que los glaciares se localizan sobre lugares protegidos del viento. Esta estructura es bien visible sobre el perfil longitudinal que recorta los glaciares Esperanza, Toro 2, Toro 1 y Guanaco (Figura 3). Este perfil tiene una dirección oeste /este luego noroeste/sudeste, sensiblemente en la zona de los vientos dominantes. La figura 3 representa un corte de la topografía de superficie (parte inferior del gráfico) y las alturas de nieve observadas en superficie (parte superior del gráfico)³. La figura 3 no reproduce los pequeños campos de nieve presentes entre el glaciar Esperanza y el glaciar Toro 2, tampoco aquellos entre Toro 1 y el glaciar Guanaco. Estas amplitudes se localizaron de forma precisa (figura 2) pero no disponemos de valores de alturas de nieve por falta de testigos de nieve. Sin embargo, estos campos de nieve son probablemente bastante poco gruesos. El corte longitudinal de la figura 3 muestra claramente el vínculo entre la topografía de superficie y la presencia de los campos de nieve. Se puede observar también que los campos de nieve desbordan más o menos ampliamente de los glaciares. Puede ser una fuente de error importante cuando los límites de los glaciares se dibujan a partir de los límites de la nieve sobre fotografías aéreas tomadas en fechas mal elegidas (caso de las fotografías aéreas de 1955 donde la extensión de los glaciares Toro 1 y 2 está muy sobrestimada).

³ *En anexo (p.15 y 16) el perfil longitudinal se dividió en dos (región incluida entre el glaciar Esperanza y el glaciar Toro 1 (anexo 3) y región incluida entre el glaciar Toro 1 y el glaciar Guanaco (anexo 4) para una mejor legibilidad.*

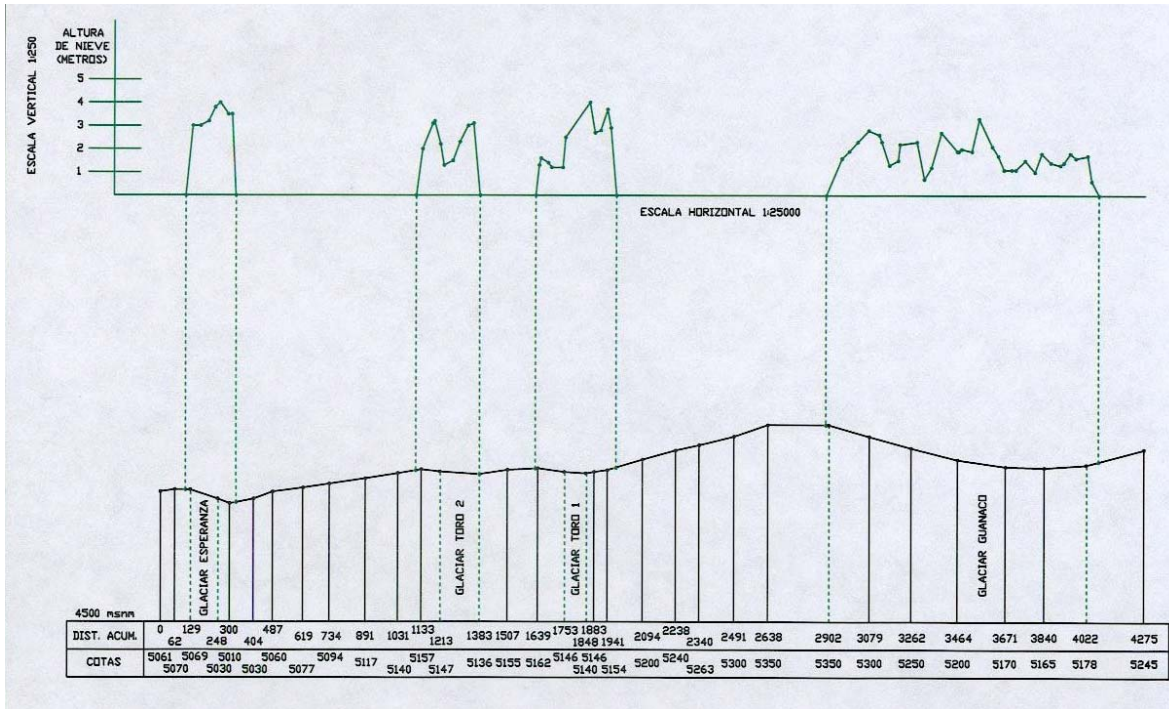


Figura 3 : Corte longitudinal entre el glaciar Esperanza y el glaciar Guanaco.

La figura muestra el perfil topográfico de la superficie (partes inferior del gráfico) con las cotas en metros; en las partes superiores de la figura, son reproducidas las alturas de nieve medidas (ver anexos 3 y 4 para una mejor legibilidad).

2. Acumulaciones de nieve

Las alturas de nieve se midieron cerca de los glaciares o a la superficie de los glaciares (dado que los glaciares fueron disimulados por la nieve invernal, excepto para una pequeña parte de Toro 1). Para cada glaciar se dispone de una serie de perfiles transversales de espesor de nieve (figura 4): perfiles T, P, U para el glaciar Toro 1, perfiles D, A, B, C, para el glaciar Toro 2, perfil E para el glaciar Esperanza, perfiles G y H para el glaciar Guanaco.

Sobre los glaciares, estos valores corresponden a los balances de masa invernales. Se puede considerar, en efecto, que a principios de octubre, la temporada de precipitaciones invernales está casi terminada.

Las alturas de nieve observadas sobre estos perfiles son reproducidas en las figuras 5, 6, 7 y 8. Estas alturas de nieve son muy variables de un lugar a otro y no se observa estructura neta de un borde a otro de los glaciares (los perfiles son muy distintos). Cuando las alturas de nieve son superiores a 4 metros (límite del "toma-muestras"), las curvas están en punteados en las figuras 6 a 8. Las alturas de nieve a la superficie del glaciar Esperanza son a menudo mayores a 4 metros, muy superiores a los espesores de nieve observados sobre los otros glaciares. El glaciar Toro 1 está en parte sin nieve en la orilla izquierda. Los espesores de nieve observados sobre el glaciar Guanaco son menores.

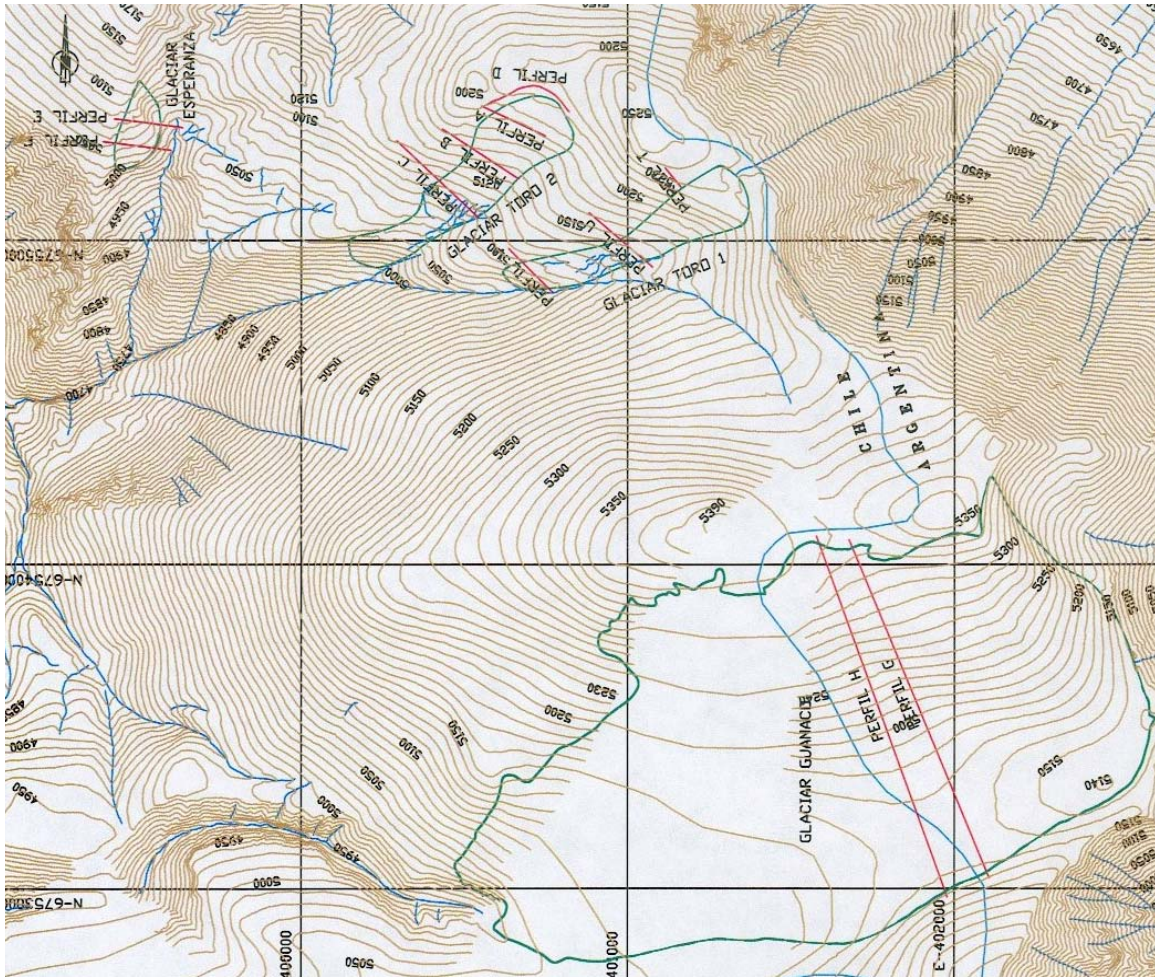
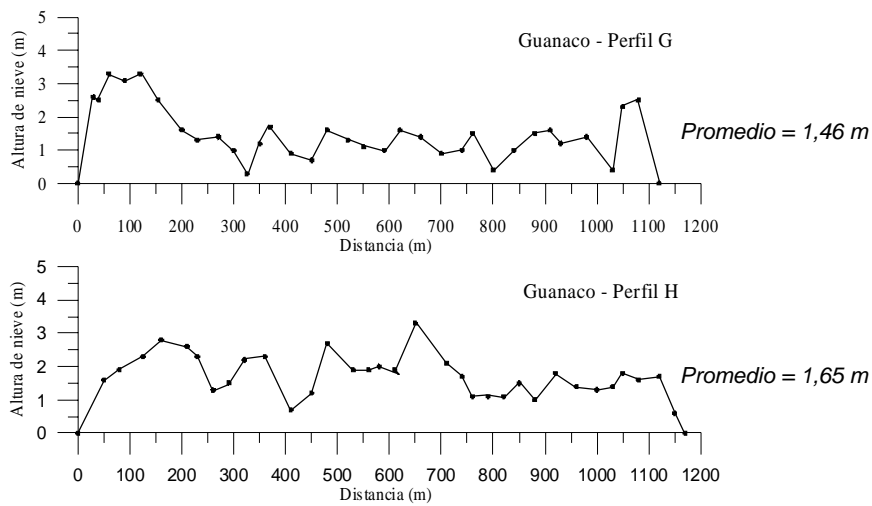


Figura 4 : Localización de los perfiles transversales, sobre los cuales se efectuaron los testigos de nieve. (ver anexos 5 y 6 para una mejor legibilidad).

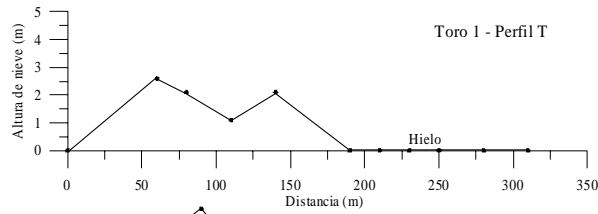
Glaciar Guanaco



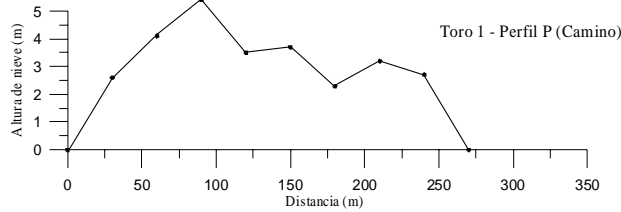
Guanaco : 1,55 m de nieve i.e. ~ 0,7 ± 0,1m de agua

Figura 5 : Alturas de nieve observadas sobre el glaciar Guanaco.

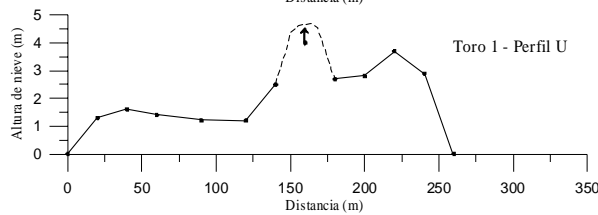
Glaciar Toro 1, espesor de nieve.



Promedio = 1,00 m



Promedio = 3,26 m

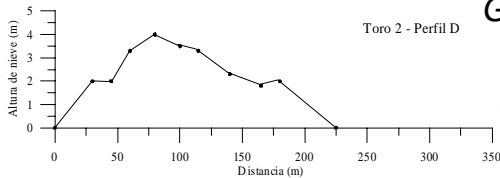


Promedio = 2,25 m

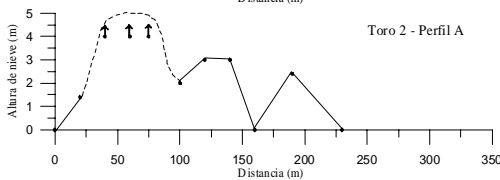
Toro 1 : 2,17 m de nieve i.e. ~ 1,0 ± 0,1m de agua

Figura 6 : Alturas de nieve observadas sobre el glaciar Toro 1.

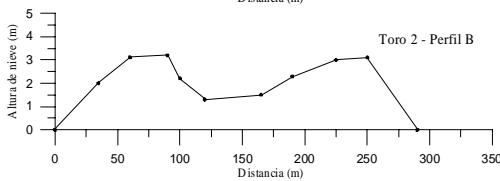
Glaciar Toro 2, espesor de nieve.



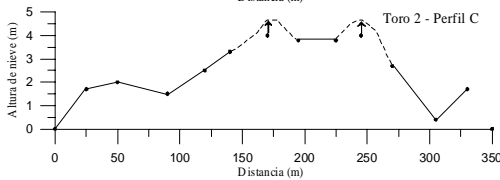
Promedio = 2,40 m



Promedio = 2,65m



Promedio = 2,15 m

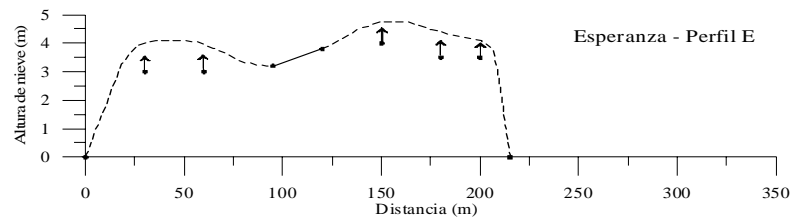


Promedio = 2,65m

Toro 2 : 2,46 m de nieve i.e. ~ 1,1 ± 0,1m de agua

Figura 7 : Alturas de nieve observadas sobre el glaciar Toro 2.

Glaciar Esperanza



Esperanza : ~ 4 m de nieve i.e. ~ 1,8 ± 0,3 m de agua

Figura 8 : Alturas de nieve observadas sobre el glaciar Esperanza.

Los perfiles P (Toro 1) y D (Toro 2) resultan de las alturas medidas directamente a lo largo de los caminos sin nieve a través de los campos de nieve (paredes de nieve).

Las alturas medias medidas sobre cada uno de los perfiles son :

- 4,0 m sobre el perfil E de la Esperanza
- 1,0 m; 3,3 m; 2,25 m sobre los perfiles T, P y U respectivamente del glaciar Toro 1
- 2,4 m; 2,65 m; 2,15 m; 2,65 m sobre los perfiles D, A, B y C respectivamente del glaciar Toro 2
- 1,5 m y 1,65 m sobre los perfiles G y H del glaciar Guanaco.

Estas alturas de nieve pueden convertirse en alturas de agua con la ayuda de los valores de densidades observados en los testigos de nieve extraídos de los glaciares Toro 1 y Guanaco (tablas siguientes)

Glaciar Toro 1				
Profundidad (m)	largo del testigo de nieve (cm.)	diámetro o circunferencia (cm.)	masa (g)	densidad
0.50 m	21.6	7.5 (diámetro)	342	0.358
1.50 m	13.5	21.9 (circunf.)	180	0.349
2.00 m	19.3	22.3 (circunf.)	280	0.367
3.00 m	21.6	7.5 (diámetro)	394	0.412
Glaciar Guanaco				
Profundidad (m)	largo del testigo de nieve (cm)	circunferencia (cm.)	Masa (g)	densidad
0.50 m	16.8	22.2	236	0.358
1.00 m	17.6	22.7	318	0.440
2.00 m	21.3	22.5	400	0.466
3.00 m	29.9	22.8	562	0.454
Glaciar Guanaco				
Profundidad (m)	Largo del testigo de nieve(cm)	circunferencia (cm)	Masa (g)	densidad
1.00 m	17.8	21.8	282	0.419
2.00 m	32.5	22.1	554	0.438

Densidades medidas con el tubo “toma-muestras” metálico de 75 mm de diámetro (glaciar Toro I).

Profundidad	densidad
1,5 m	0,44
2,0 m	0,46
3,0 m	0,52
4,8 m	0,38

Las densidades se midieron a partir de los testigos de nieve extraídos del “toma-muestras” S.I.P.R.E. o de un tubo “toma-muestras” metálico de 75 mm de diámetro y de 216 mm de largo). Las 14 medidas de densidad de nieve realizadas sobre muestras tomadas entre 0,5 m y 4,8 m de profundidad no muestran ninguna variación significativa con la profundidad (ver figura 9, izquierda). Las densidades observadas sobre el glaciar Toro 1 y sobre el glaciar Guanaco no muestran tampoco diferencias significativas. La precisión con la cuál se miden las densidades es probablemente del orden de 10 al 15%, la variabilidad espacial siendo, aproximadamente de 20 a 30 %. Pensamos que la densidad media de la nieve utilizada para calcular los equivalentes en agua se conoce al 10% (ver figura 9, derecha).

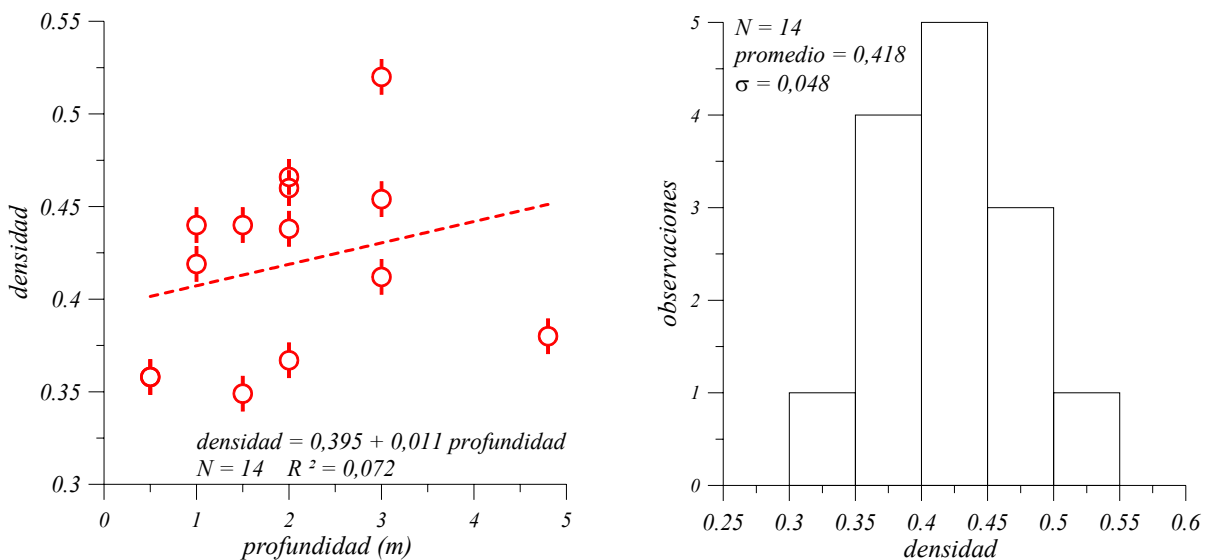


Figura 9 : Densidad en función de la profundidad (izquierda). La dispersión de las medidas es grande y ninguna variación significativa de la densidad con la profundidad es observable.

Distribución de los valores de densidad medidos (derecha). Se puede considerar que la densidad media se conoce con una incertidumbre de $(2 \times 0,048) / \sqrt{14}$ o sea $\pm 0,026$ al límite máximo del 5% (2 sigma). Los cálculos de equivalente en agua de las capas de nieve se calcularon con $d = 0,42 \pm 0,03$

- Los espesores de nieve medios observados sobre los glaciares son de :
- 2,17 m, lo que representa una altura equivalente a 0,91 m de agua, sobre el glaciar Toro1
 - 2,46 m, lo que representa una altura equivalente a 1,03 m de agua, sobre el glaciar Toro2
 - 1,62 m, lo que representa una altura equivalente a 0,68 m de agua, sobre el glaciar Guanaco
 - superior a 4.0 m, lo que representa una altura equivalente superior a 1,7 m de agua sobre el glaciar Esperanza.

Por último, sobre la figura 10, reproducimos todas las alturas de nieve medidas en función de la altitud a la cual se hicieron las observaciones. Las figuras 10 y 11 ponen de manifiesto que no existe ninguna relación entre la acumulación y la altitud.

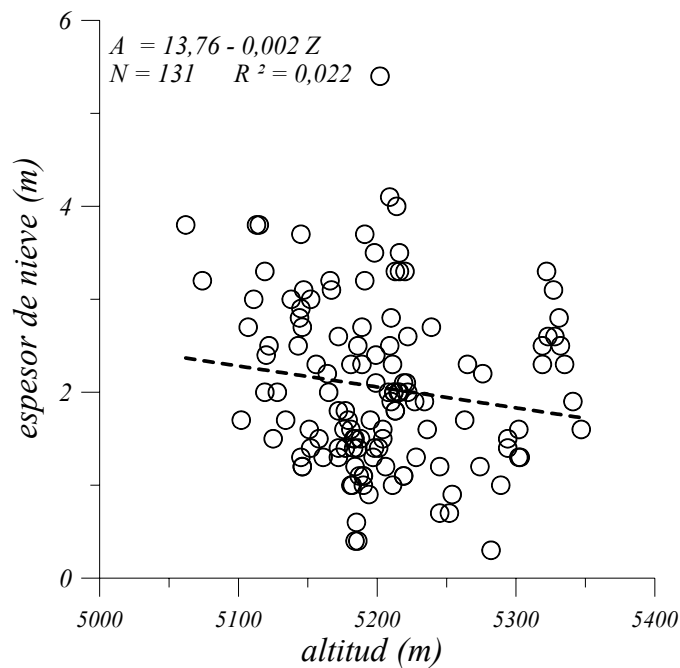


Figura 10 : Acumulaciones de nieve medidas sobre el conjunto de la región en función de la altitud de los lugares de extracción de testigos de nieve. No hay ninguna correlación ($R^2 = 0,022$).

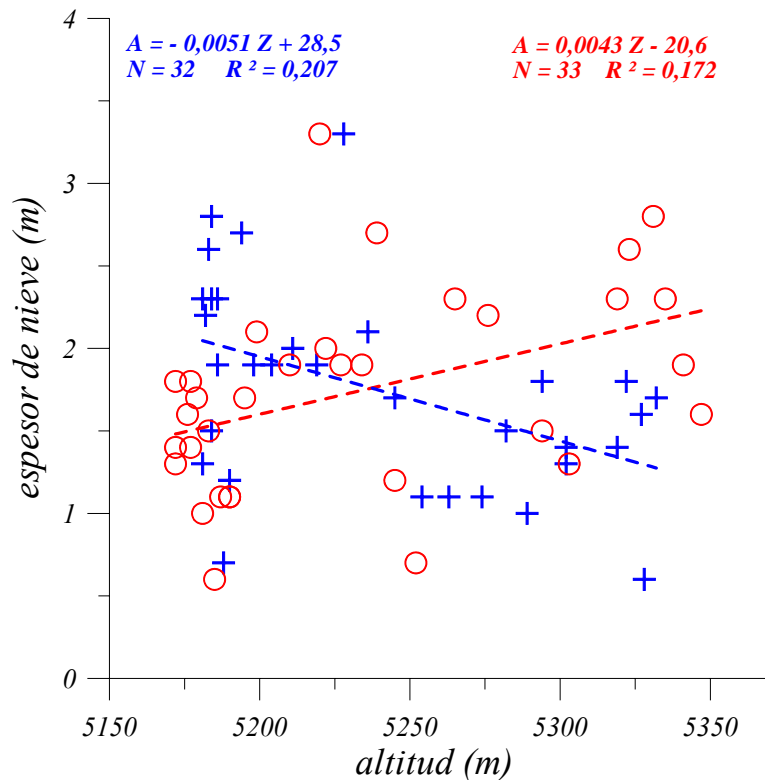
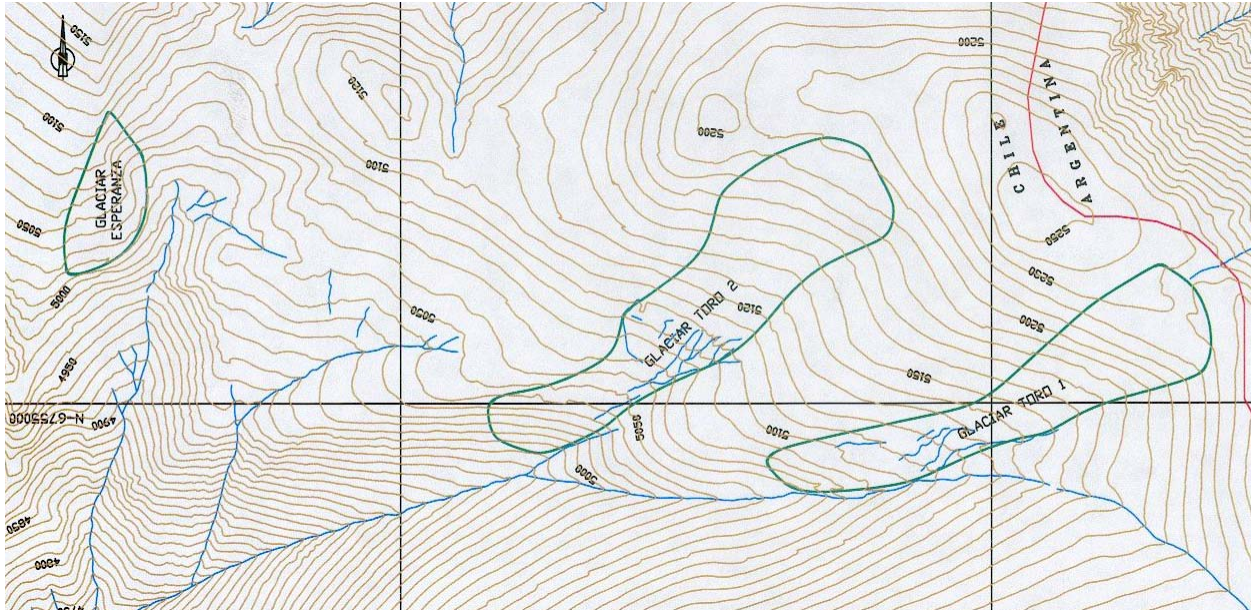


Figura 11 : Acumulaciones de nieve medidas sobre el glaciar Guanaco en función de la altitud. El perfil H (puntos azules) muestra un gradiente negativo, el perfil G (puntos rojos) un gradiente positivo ; ambos gradientes son sin significación estadística ($R^2 = 0,207$ y $0,172$).

Anexos

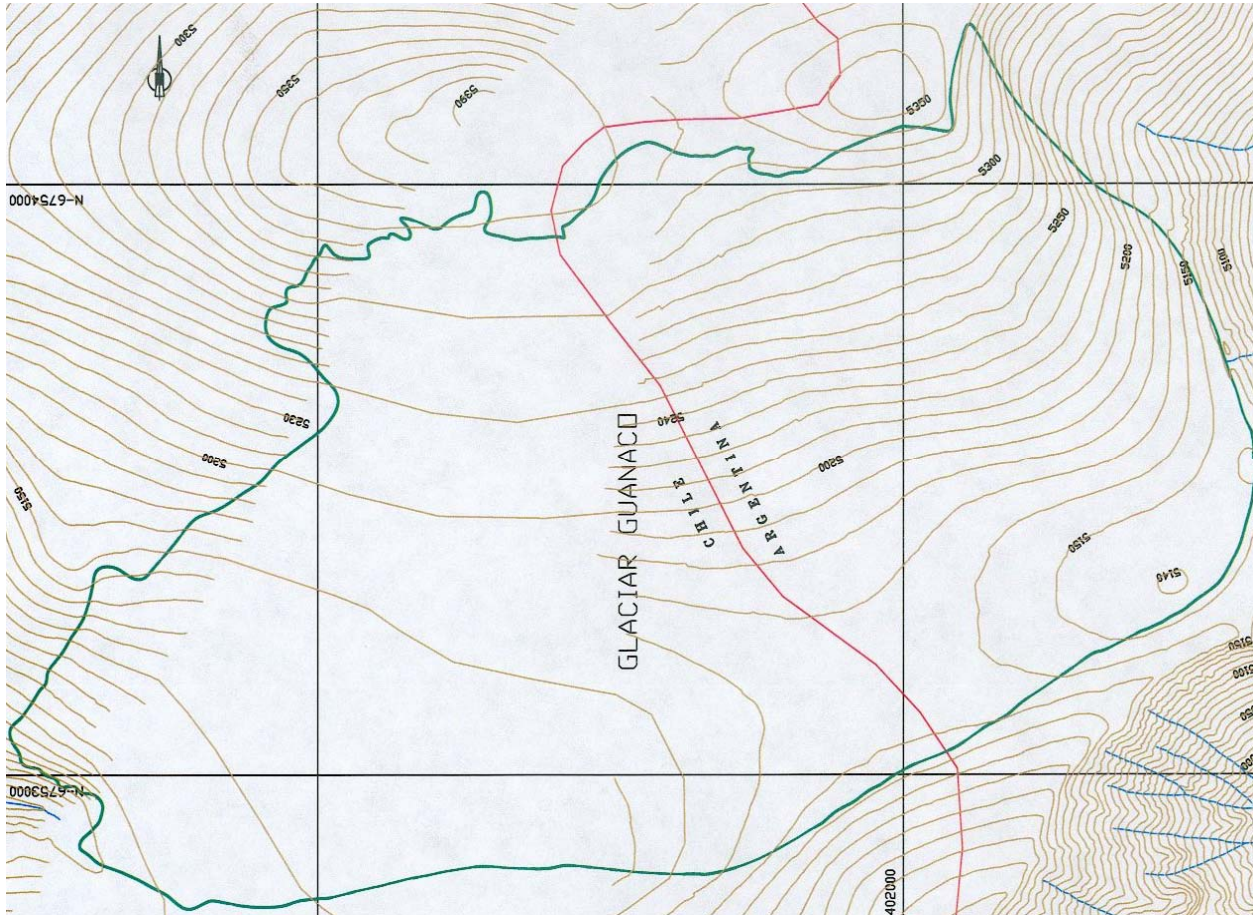


Anexo 1 : Plano de los glaciares Esperanza, Toro 1 y Toro 2.

Los límites de los glaciares están en verde. Estos límites son aproximados ya que la superficie de los glaciares Toro y Esperanza está parcialmente cubierta de morrenas que encubren el hielo. Las vaguadas se indican en azul.

La equidistancia de las curvas de nivel es de 10 m. El sistema de proyección es el sistema UTM, el elipsoide utilizado es el de Sudamérica n°56. La cuadrícula tiene una dimensión kilométrica.

Plan dibujado por el servicio topográfico de la Cia Minera Nevada (Barrick).

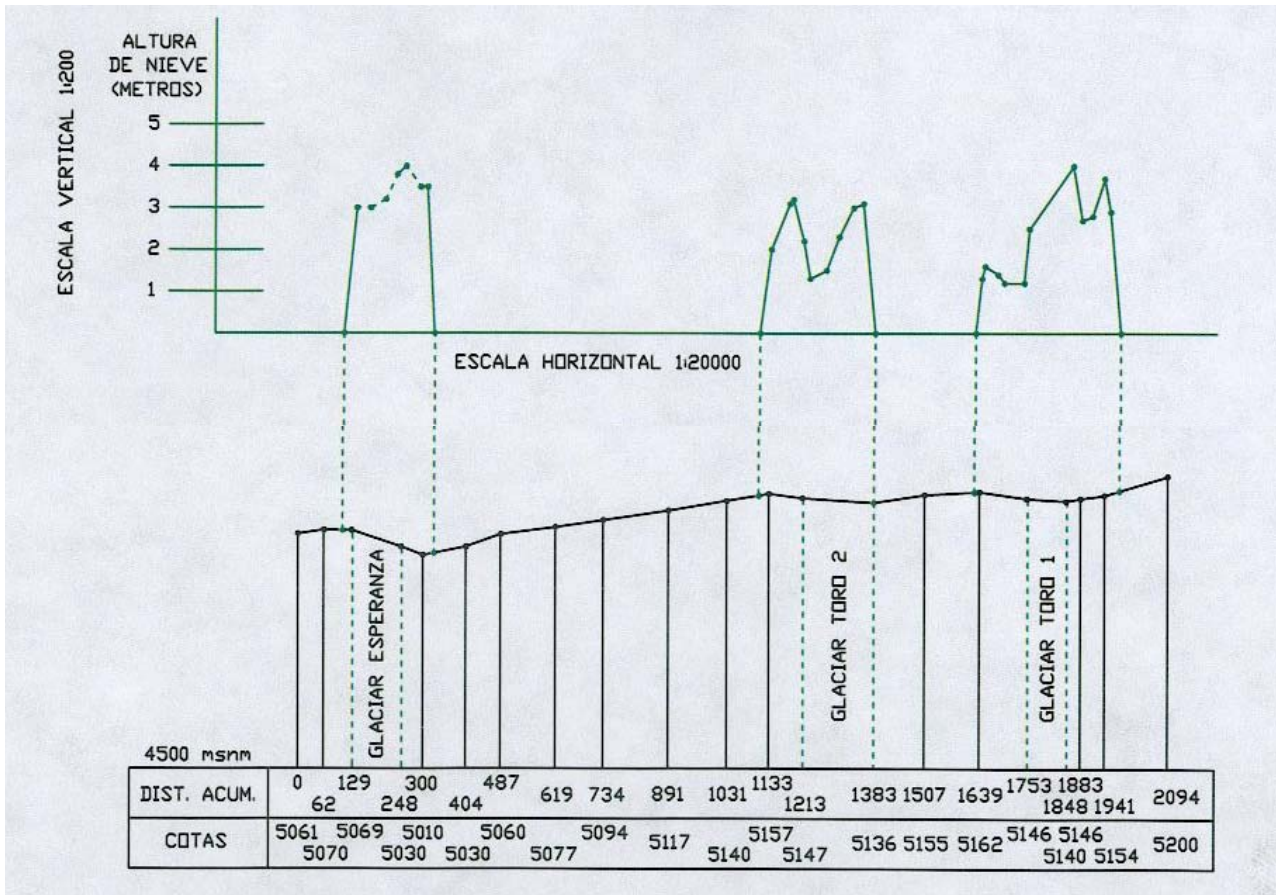


Anexo 2 : Plano del glaciar Guanaco.

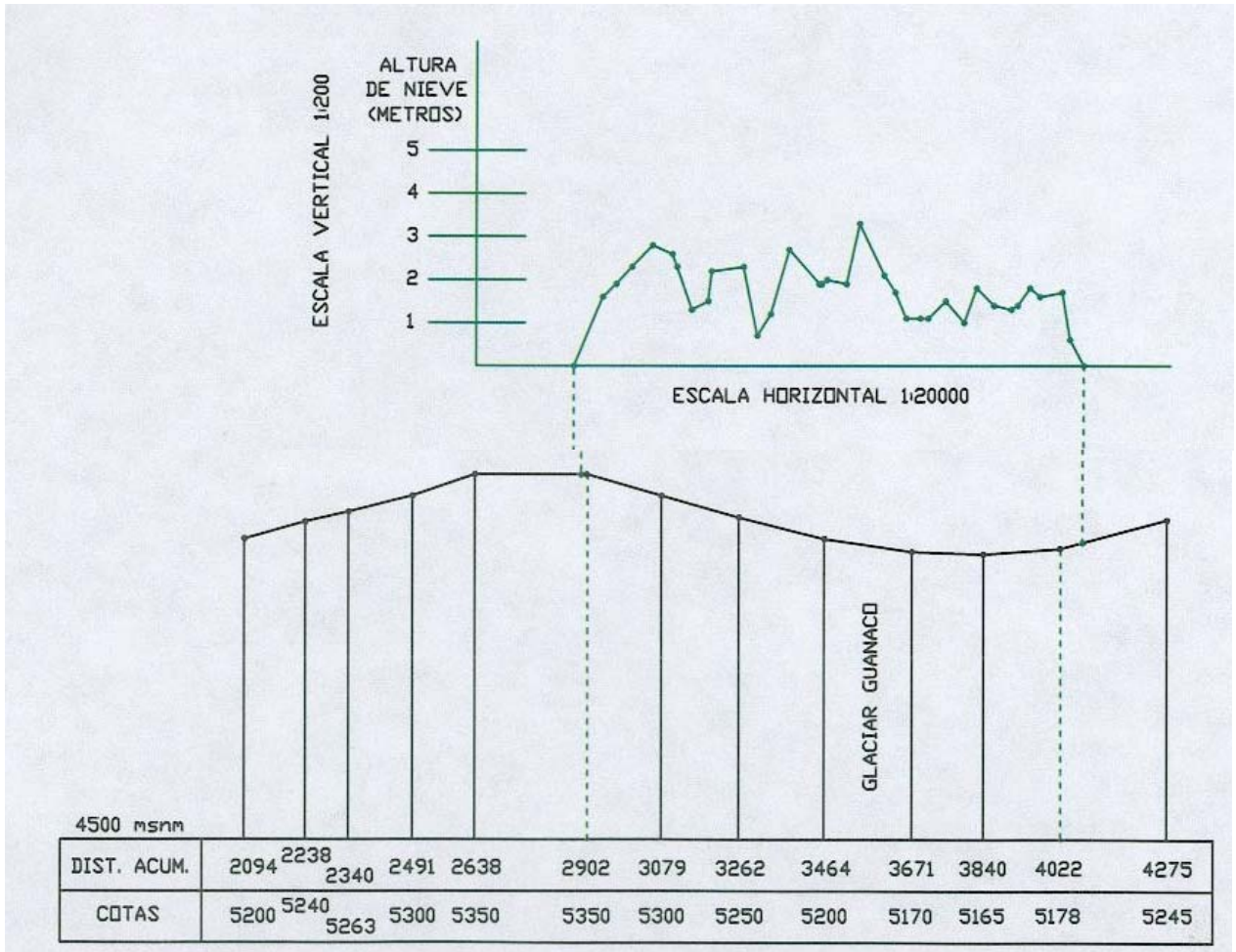
La frontera entre Chile y Argentina se indica en rojo. Los límites del glaciar están en verde. Las vaguadas se indican en azul.

La equidistancia de las curvas de nivel es de 10 m. El sistema de proyección es el sistema UTM, el elipsoide utilizado es el de Sudamérica n°56. La cuadrícula tiene una dimensión kilométrica.

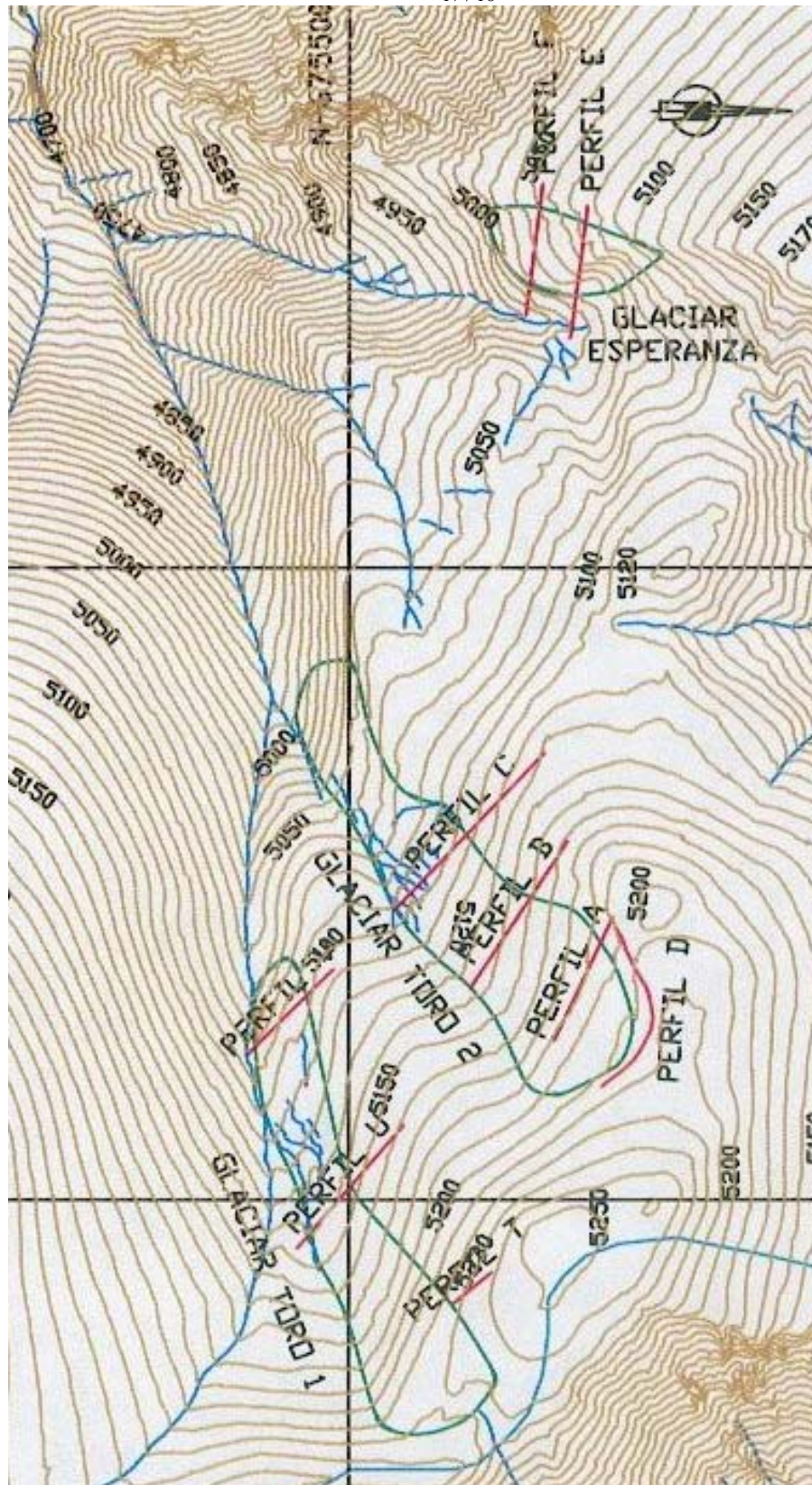
Plan dibujado por el servicio topográfico de la Cia Minera Nevada (Barrick).



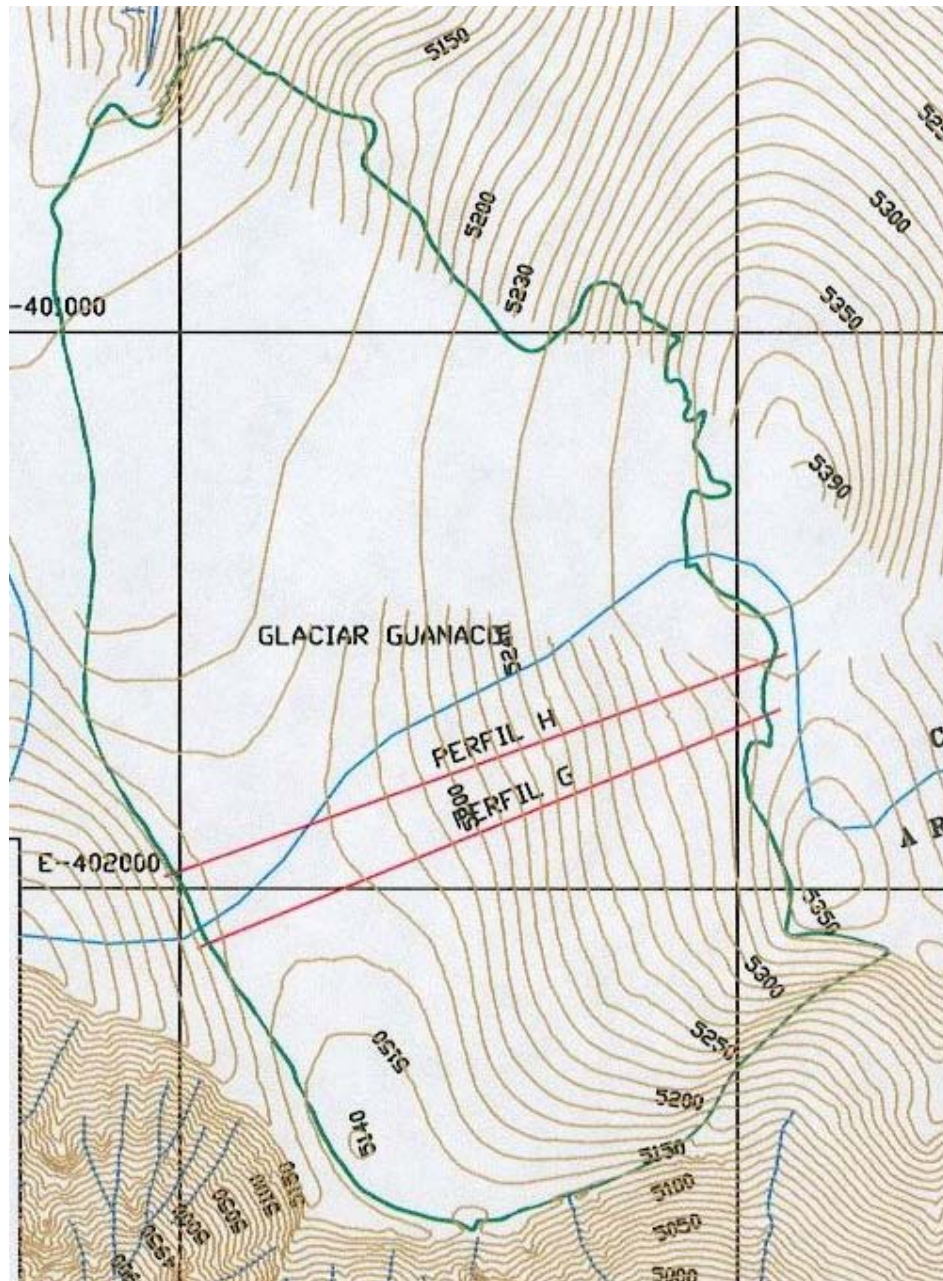
Anexo 3 : Corte longitudinal entre el glaciar Esperanza y el glaciar Toro 1. La figura muestra el perfil topográfico de la superficie (parte inferior del gráfico) con las cotas en metros ; en la parte superior de la figura, son reproducidas las alturas de nieve medidas.



Anexo 4 : Corte longitudinal entre el glaciar Toro 1 y el glaciar Guanaco. La figura muestra los perfiles topográficos de la superficie (partes inferior del gráfico) con las cotas en metros; en la parte superior de la figura, son reproducidas las alturas de nieve medidas.



Anexo 5 : Localización de los perfiles transversales, sobre los cuales se efectuaron los testigos de nieve (glaciares Esperanza y Toro).



Anexo 6 : Localización de los perfiles transversales, sobre los cuales se efectuaron los testigos de nieve (glaciar Guanaco).

Junta de Vigilancia de la cuenca del Río Huasco y sus afluentes

Proyecto Pascua-Lama

Comentarios sobre I.C.S.A.R.A. n° 2 (Co.Na.M.A.)

Septiembre - Octubre de 2005

Profesores de Estado Michel Vallon y Christian Vincent

***Université Joseph Fourier,
Observatoire des sciences de l'Univers de Grenoble,
Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement du C.N.R.S.¹***

Introducción

No reanudaremos, en este informe, el conjunto de preguntas que figuran en I.C.S.A.R.A. n° 2 ya que Juan Pablo Milana aportó, en un largo texto de más de una cincuentena de páginas (Adenda 2, sección 3), respuestas detalladas a todas estas preguntas. Aparte de algunos puntos de detalle, sobre los cuales volveremos de nuevo más abajo, estamos esencialmente de acuerdo con las respuestas proporcionadas por el profesor Milana y nuestras respuestas no podrían constituir sino paráfrasis de su texto.

Intentaremos pues aquí, tratar de manera más sintética los principales puntos planteados por la Co.Na.MA. en I.C.S.A.R.A. n° 2. Las principales preocupaciones de la comisión se referían a:

- a) el papel de los glaciares Toro y Esperanza en la hidrología del Río El Toro,*
- b) las características físicas y mecánicas de estos glaciares:
temperatura, velocidades, tensor de las velocidades de deformación, velocidad de deslizamiento, etc,...*
- c) la necesidad de medir el albedo y los intercambios de energía a la superficie de los glaciares,*

¹ *Universidad José Fourier, Observatorio de las ciencias del Universo de Grenoble,
Laboratorio de glaciología y geofísica del medio ambiente del C.N.R.S.*

- d) la extracción de testigos de hielo en la zona de acumulación de los glaciares Estrecho y Guanaco para remontarse a la historia climática de la zona,
 e) el impacto de las explosiones y repercusiones de polvos en los glaciares.

Indice

<i>Importancia hidrológica de los glaciares Toro y Esperanza</i>	p.2
<i>Espesor</i>	p.3
<i>Temperatura</i>	p.3
<i>Deformación del hielo y dinámica del glaciar</i>	p.5
<i>Balance energético</i>	p.6
<i>Medidas de albedo</i>	p.7
<i>Testigos de hielo de los glaciares Guanaco y Esperanza</i>	p.10
<i>Impacto de las explosiones vinculadas a la explotación de la mina en los glaciares</i>	p.11
<i>Repercusiones de polvo sobre los glaciares</i>	p.12
<i>Anexo 1 Balance estival de los glaciares de los « Cerros nevados » de Pascua-Lama</i>	p.14
<i>Anexo 2</i>	p.17
<i>Anexo 3 La influencia de una cobertura detrítica sobre la ablación de hielo.</i>	p.20

Importancia hidrológica de los glaciares Toro y Esperanza

La cuenca de drenaje de la estación hidrométrica TO-1a cubre 760 hectáreas de las cuales 40 hectáreas de glaciares (Esperanza, Toro1 y 2 y pequeños glaciares sin nombre situados al oeste del glaciar Esperanza). En los años "normales" (secos) las precipitaciones, siempre bajo forma sólida, dado que la cuenca se sitúa enteramente sobre 4300 m de altitud, bordeando los 50 a 200 mm. Pero son generalmente de más de 300 mm en los años "El Niño". La fundición de la nieve puede entonces proporcionar, durante los seis meses de verano, un caudal medio de:

$$[7,60 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \times (0,05 \text{ à } 0,20 \text{ m})] / 15,811 \cdot 10^6 \text{ segundos} = 0,024 \text{ à } 0,096 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

o sea 25 a 100 litros por segundo en año "normal", más de 150 litros por segundo en años "El Niño". Las 40 hectáreas de glaciares pueden, por su parte, proporcionar (ver Anexo 1), en año seco, un caudal de aproximadamente 25 a 50 litros por segundo, por término medio, durante los seis meses de la temporada seca (verano).

En la estación To-1a, los glaciares desempeñan pues un papel importante de soporte de los caudales "de estiaje de verano" (los caudales "de estiaje de invierno" son nulos) y toda modificación de la superficie cubierta de hielo debería traducirse por una modificación de los caudales. En particular si la extrapolación de la variación de las superficies cubiertas de hielo, observada entre 1955 y 2005 (ver figura 1), tiene alguna virtud de predicción y si estos glaciares tienen que desaparecer en el plazo de una o dos décadas, se debe esperar a ver el Río El Toro secar frecuentemente en verano en el punto To-1a.

Posible evolución de los cuerpos de hielo estudiados (uso de áreas)
(nótese que los Toros se unificaron porque en 1955 se encontraban soldados)

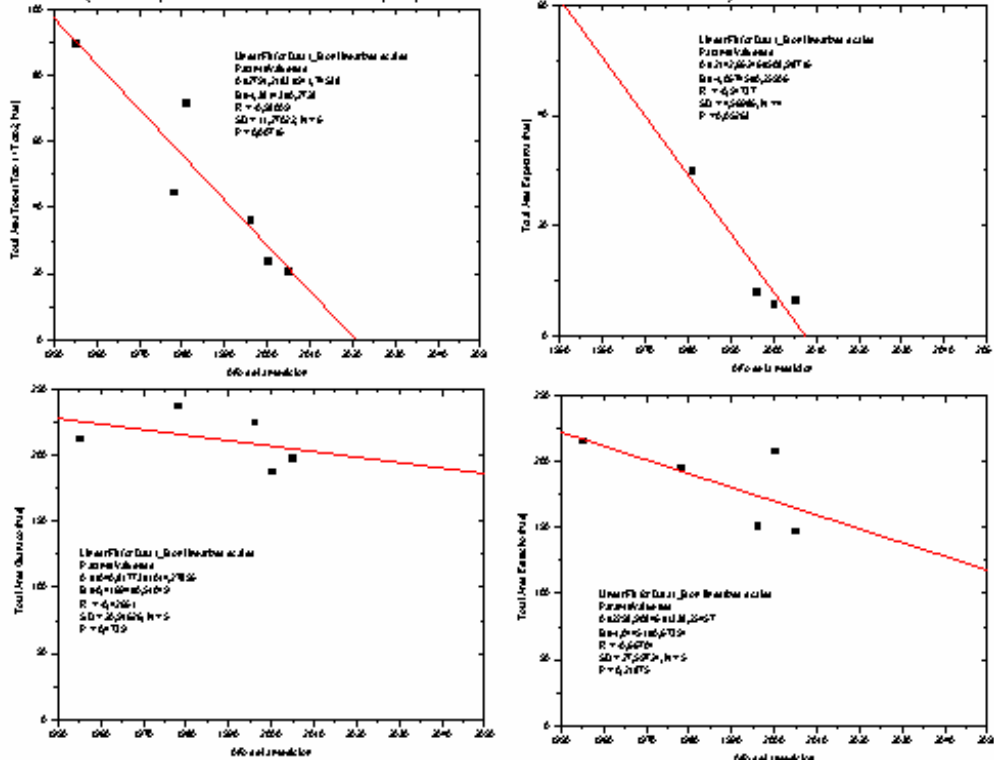


Figura 1 : Extrapolación de la evolución de los cuerpos de hielo de Pascua-Lama (Esperanza, Toro 1 y 2, Guanaco y Estrecho). Juan Pablo Milana, inédito.

Por el contrario en la estación hidrométrica VIT-3, ubicada sobre el Río Potrerillos, en la parte situada más arriba de los primeros agricultores utilizando el agua del río, los caudales de estiajes estivales, después de la fusión de toda la nieve del invierno, son aproximadamente de 750 litros por segundo. La cuenca de drenaje de VIT-3 contiene alrededor de 840 hectáreas de glaciares, éstos podrían proporcionar un caudal medio de aproximadamente 500 a 1.100 litros por segundo. Si el caudal mínimo en VIT-3 es equivalente a la contribución previsible de los glaciares, mientras que otras fuentes potenciales existen (glaciares rocosos, napas,...), es que una parte del agua es evaporada por la vegetación a lo largo de las decenas de kilómetros de valle, entre los glaciares y la estación hidrométrica. Según las fotografías aéreas de la región se puede considerar a varios centenares de hectáreas (300 a 600, puede ser más, los botánicos deberían dar una estimación más precisa) la superficie de la zona cubierta por la vegetación del borde de las aguas. Esta vegetación puede evapo-transpirar el equivalente de más de 100 a 200 litros por segundo.

En cualquier caso, los glaciares de la cuenca de drenaje del Río El Toro contribuyen con el $40 / 840 =$ un 4,7% a los caudales de estiaje observados en VIT-3. Toda modificación de la superficie cubierta de hielo debería traducirse por una variación del caudal del orden de un 0,12% por hectárea de glaciar, aparecido o desaparecido. El proyecto de transferencia de hielo debiendo efectuarse en superficie cubierta de hielo constante, ninguna modificación de los caudales debería observarse.

La superficie implicada en la transferencia, si esta última resultara necesaria, ya que el glaciar Esperanza podría muy bien haber desaparecido naturalmente cuando el desplazamiento del hielo se vuelva indispensable, en una docena de años, es inferior a 10 hectáreas. Pues, aunque el glaciar Esperanza desapareciera en esta época, la modificación de la superficie cubierta de hielo no debería afectar a los caudales de estiaje estivales de manera mensurable (10 hectáreas \equiv 6 a 13 litros por segundo o sea menos del 2 % del caudal "de estiaje estival", valor bien inferior a la precisión de las medidas de caudal de los ríos, aproximadamente de 10 a 20 %, en el mejor de los casos).

Espesor

Durante distintas campañas realizadas en 2001, 2003 y 2004, el espesor de los glaciares Esperanza, Toro 1, Toro 2 y Guanaco se determinó con ayuda de un G.P.R. (Ground Penetrating Radar) sobre un conjunto de perfiles que se extienden sobre más de 7 km. Los grosores de hielo y la morfología bajo glaciar pueden pues considerarse como bien conocidos. Estos pequeños glaciares, desde este punto de vista, son probablemente los mejores estudiados de los Andes.

Temperatura

No se midió la temperatura del hielo en profundidad y se dispone solamente de observaciones de la temperatura de la nieve entre 0 y 1,5 m de profundidad (ver Monitoreo de glaciares de noviembre 2004, Joaquin Cabello y Jeffrey Schmok, Golder Associates, abril 2005). Sin embargo es razonable afirmar que los glaciares Esperanza, Toro y Guanaco son glaciares fríos, soldados a su cuenca, que éste sea rocoso o movable (morrena basal). En efecto la temperatura media anual a la altitud de los glaciares (5000 - 5350 m) puede ser considerada, por extrapolación de las observaciones realizadas en dos estaciones meteorológicas, muy cercanas (por menos de 3 km), La Olla (altitud \sim 4000 m) y Frontera (altitud \sim 4900 m). La temperatura media anual sería del orden de - 7 °C a 5000 m y -10 °C a 5350 m (figura 2). Para que el hielo sea, a 10 m de profundidad, a una temperatura superior a la temperatura media anual de la zona, por ejemplo su temperatura de fusión, sería necesario que la circulación de un fluido (vector de calor sensible o latente) aporte energía en profundidad. Eso se observa en los glaciares cubiertos de una gruesa capa de nieve o nevero, permeable al agua. El agua de fusión aparecida en superficie, filtrando en el nevero frío y helando de nuevo en profundidad, puede aportar energía en forma de calor latente de congelación. Para que el glaciar pueda ser templado en profundidad, i.e. a la temperatura de fusión del hielo, es necesario que la capa permeable tenga un espesor superior a la profundidad de penetración de la onda de frío invernal, o sea al menos una docena de metros. Sin embargo, los glaciares Toro y Esperanza no parecen cubiertos de un nevero grueso. Si se juzga por las fotografías publicadas, parecería que su superficie sea, los años secos constituidos de hielo, un medio prácticamente impermeable al agua. El examen de las fotografías del satélite IKONOS (verano austral 2004-2005) pone de manifiesto que la superficie de

Esperanza y Toros está en hielo y que el espesor de nieve o nevero sobre los glaciares Guanaco y Estrecho es reducido.

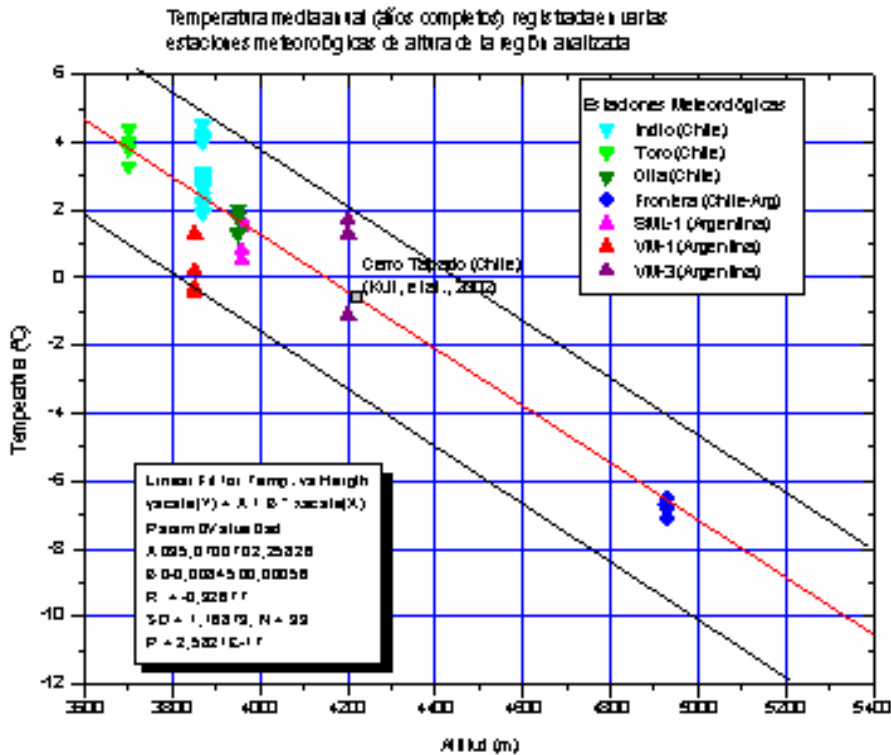


Figura 2 : Variación de la temperatura con la altitud (Juan Pablo Milana, 2005, inedito)

Disponemos por otra parte, de otra fuerte presunción para pensar que los glaciares son a temperatura negativa: es la excelente calidad de las reflexiones de las ondas radar. A la frecuencia de 100 mega Hertzios la experiencia pone, de manifiesto, que no se habrían podido obtener reflexiones a 130 m de profundidad sobre el glaciar Guanaco si el hielo hubiera estado a la temperatura de fusión. No pensamos que el espejo sub horizontal observado hacia 130 m de profundidad (ver : Golder Associates, Glacier Survey, Pascua-Lama Project, Mike Wilton, Jeffrey Schmock, January 2002, figures 11 and 13) representa el límite del permafrost. Se trata, más probablemente, de un depósito sedimentario (lacustre o pantanoso) remontándose en una fecha en la que el glaciar Guanaco había desaparecido.

Se puede finalmente recordar que L. Lliboutry, en su clasificación climática de los glaciares (ver Enciclopedia de la Pléyade, volumen Geofísico, J.Goguel editor, Gallimard París, 1971, página 984) coloca en la categoría "glaciares fríos subtropicales" todos los glaciares de los Andes chilenos y argentinos situados entre 18° y 35° sur.

La hipótesis que los glaciares son fríos es pues, a nuestros ojos, la hipótesis científica que tiene más oportunidades de comprobarse ; ella no requiere a priori ninguna confirmación experimental. La aserción contraria: "Los glaciares son templados" es altamente improbable. Esta aserción merece ser argumentada seriamente y, para ser aceptada requeriría una confirmación experimental.

Deformación del hielo y dinámica del glaciar

Los glaciares que son probablemente fríos y soldados a su cuenca, la determinación de la velocidad de deslizamiento está sin objeto. Con respecto a las velocidades en superficie, las observaciones disponibles : 10 a 14 metros al año sobre el glaciar Guanaco (Golder Associates, Monitoreo de glaciares de noviembre del 2004, opus citado, página 6), menos de 1 metro al año (inferior a las incertidumbres de medidas!) sobre los glaciares Toro y Esperanza, son conformes a lo que se podía prever para glaciares fríos, teniendo en cuenta de sus pendientes, sus grosores y de las propiedades reológicas del hielo.

Los glaciares de la zona se comportan como glaciares reservorios (glaciers réservoirs) y no como glaciares evacuadores para reanudar una distinción introducida por Louis Lliboutry (Traité de glaciologie, Masson, Paris, 1965, tome 2,² página 458), la comprensión de su metabolismo no requiere la consideración de su dinámica. Yo indico que en Francia el glaciar cuya historia del metabolismo mejor se conoce, el glaciar de Sarennes, estudiado desde 1948, y del cuál la serie de balance de masa sirve de referencia para los Alpes Occidentales, nunca ha sido objeto del menor estudio de dinámica. Todos los observadores que se sucedieron durante más de 50 años consideraron el estudio de este glaciar, de una sesentena de hectáreas y de una cincuentena de metros de grosor, sin ningún interés.

El estudio de la dinámica de los glaciares Toros y Esperanza podría proponerse, como reto, a un alumno de Ingeniería topográfica, deseando demostrar sus conocimientos técnicos. Pero esta hazaña técnica tendría bien poco interés científico.

Balance energético

(Ver I.C.S.A.R.A. n° 2, §3.3)

La medida de los intercambios de energía (radiativa, cortas y grandes longitudes de ondas, calor latente, calor sensible, conducción) de la superficie de un glaciar, con el fin de establecer un balance energético, es una operación difícil y delicada. Es una labor de investigación pura que requiere la puesta en marcha de un material costoso y frágil.

Los resultados de tales estudios son especialmente interesantes para incluir el funcionamiento de un campo de nieve o hielo, considerar la señal y el orden de magnitud de los distintos términos, pero no se deben hacer demasiadas ilusiones sobre la precisión de tales medidas. Como ejemplo de posibilidades y de la precisión del método, tomaremos los resultados obtenidos sobre un glaciar boliviano, trabajo de gran calidad publicado en un estudio prestigioso. (ver Annual cycle of energy balance of Zongo glacier..., by P.Wagnon, P. Ribstein, B. Francou and B.Pouyaud, 1999, Journal of Geophysical Research, 104, (D4), páginas 3907-3923).

Balance de energía medido (promedio sobre 521 días)

² *Tratado de glaciología, Masson, Paris, 1965, volumen 2*

Radiativo: + 16,9 watts . m⁻²
 Calor latente (sublimación): - 17,0 watts . m⁻²
 Calor sensible: + 6,0 watts . m⁻²

Ablación calculada:

Sublimación:

$$[17,0 \text{ watts} \cdot \text{m}^{-2}] / [2,833 \cdot 10^6 \text{ Joules} \cdot \text{kg}^{-1}] = 6,0007 \cdot 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$= 270,1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \text{ en 521 días}$$

Fusión :

$$[16,9 + 6,0 - 17,0] / [333 \cdot 10^3] = 1,7718 \cdot 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1*}$$

$$= 797,5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \text{ en 521 días}$$

La suma de la ablación calculada a partir de la medida de los intercambios de energía es pues de 1067 kg . m⁻² en 521 días. La ablación de hielo calculada a partir de la medida de las precipitaciones y del balance de masa medido sobre balizas es de 1838 kg . m⁻² durante el mismo período. La diferencia es pues aproximadamente de 42 o 72% según la referencia adoptada. Este resultado nos puede parecer sorprendente hasta ingenuo. En efecto, el simple examen de la precisión, otorgada por los fabricantes de material, con respecto a los captadores utilizados, permite incluir la importancia de las incertidumbres respecto a las cuales son ligadas las estimaciones de los balances de energía.

Tomemos por ejemplo conciencia del balance radiativo. Éste se escribe:
 Solar incidente - Solar reflejado + infrarrojo incidente (atmosférico) - emisión infrarroja de la superficie (cuerpo negro) = balance radiativo

Se mide cada término con ayuda de un piranómetro o de un pirgeómetro cuya precisión, otorgada por el fabricante, es del orden de un 10% sobre las sumas diarias de energía.

El balance radiativo tendrá pues la forma siguiente (en watts . m⁻²)

$$[(250 \text{ à } 300) \pm 27] - [(200 \text{ à } 250) \pm 22] + [(220 \text{ à } 310) \pm 25] - [(290 \text{ à } 310) \pm 30]$$

$$\approx (10 \text{ à } 30) \pm (27^2 + 22^2 + 25^2 + 30^2)^{1/2} = (10 \text{ à } 30) \pm 52 \text{ watts} \cdot \text{m}^{-2}$$

Aunque la precisión de los captadores era del 1%, el resultado sería aún muy poco preciso : (10 30) ± 5 watts . m⁻²

En cuanto a los flujos turbulentos la precisión con la cual se puede esperar medirlos es aún más escasa. Citemos a Jean Emmanuel Sicart, en su tesis (*Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical, le Zongo, Bolivie. Université de Paris VI, 2002*)³, página 197, este investigador escribe:

"Los flujos turbulentos constituyen un pequeño término resultante de una diferencia entre dos cantidades del mismo orden de magnitud asociados a fuertes errores." El error sobre el balance es, seguramente, considerable".

³ Contribución al estudio de los flujos de energía, del balance de masa y la producción de fundición de un glaciar tropical, el Zongo, Bolivia. Universidad de Paris, 2002.

Consideraremos pues que la solicitud de un balance de los intercambios de energía no se justifica en un estudio de impacto. Tal estudio sería, en este contexto, más bien nocivo. En efecto los balances de energía son ligadas a tantas incertidumbres que su utilización, en algún sentido que sea, podría impugnarse ad infinitum.

Se debe ver la determinación de los intercambios de energía como un tema de investigación pura, tanto más interesante cuanto que es difícil. Sería deseable hacer figurar, en un programa general de estudio de los glaciares de la tercera región de Chile, el estudio de los balances de energía sobre un glaciar de fácil acceso como el Guanaco (las estaciones micro meteorológicas deben ser el objeto de cuidados frecuentes!). Eso permitirá contribuir al desarrollo del conocimiento, eso nunca permitirá poner de relieve cualquier modificación de las condiciones medioambientales vinculadas a la apertura de la mina.

Medidas de albedo

La parábola poética de las margaritas blancas y margaritas negras permitió a Lovelock popularizar, entre otras cosas, la importancia del concepto de albedo. Pero, antes de preconizar la realización de medidas de albedo de la superficie de los glaciares para apreciar las consecuencias de la obra de la mina a rajo abierto sobre el balance energético de los glaciares, es necesario examinar la capacidad de estas medidas para establecer una respuesta suficientemente precisa para ser útil.

El principio de las medidas de albedo es simple: dos piranómetros, instrumentos que permiten cuantificar la energía en la banda de 0,3 a 3 micrómetros, uno dirigido hacia arriba que mide la energía solar incidente, el otro, orientado hacia abajo midiendo la energía reflexionada por el suelo. La razón (el cociente) de las dos medidas es el albedo del suelo, conocido con una precisión que depende de la de los captadores. Los fabricantes anuncian una precisión del orden de un 10% sobre cada medida sean, a priori, una precisión sobre el albedo aproximadamente de 14 %. Esta precisión teórica es confirmada en las comparaciones de captadores que dan generalmente resultados coherentes, difiriendo de cerca de $\pm 5\%$ a $\pm 10\%$ según los autores.

Sin embargo la estadística de más de 4000 medidas de albedo medidos durante un año (agosto1998 - agosto1999) por Jean Emmanuel Sicart (tesis, opus cité) sobre el glaciar Zongo (Cordillera Real, Bolivia) pone de manifiesto que una parte no desdeñable de las medidas (alrededor de 15 %) son completamente falsas ya que son superiores a 1,0 (figura 3). Si se pueden siempre encontrar buenas razones para eliminar estos valores aberrantes, nada permite afirmar que entre los valores físicamente aceptables porque, incluidas entre 0,0 y 1,0, no existe tampoco un gran porcentaje de valores aberrantes.

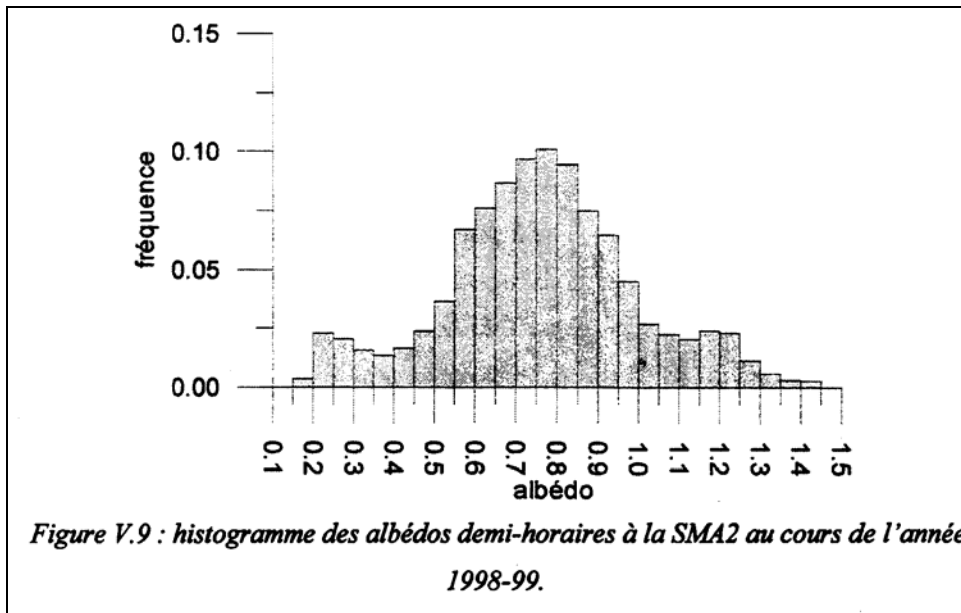


Figura 3 : Estadística de las medidas de albedo durante un año (31 de agosto 1998 – 26 de agosto 1999) sobre el glaciar Zongo, Cordillera Real, Bolivia (Jean Emmanuel Sicart, Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical, le Zongo, Bolivie. Université de Paris VI, 2002)

No se debe olvidar que las medidas de albedo no son ordinarias y que si los valores obtenidos son muy influidos por la topografía de la zona vista por el captador dirigido hacia abajo (pendiente, rugosidad, etc.), dependen también de la hora solar verdadera del lugar, de la nebulosidad así como del relieve más o menos alejado.

Las variaciones del albedo medidas en un punto son considerables de un día a otro. Como ejemplo reproducimos figura 4, la crónica de los valores de albedo medidos durante más de tres años, del 29 de marzo de 1996 al 26 de agosto de 1999, en un punto del glaciar Zongo. Incluso por valores medios diarios basados en una docena de medidas independientes (al ritmo de una medida cada 30 minutos) la variabilidad es extraordinaria.

La figura 5 que reproduce la evolución del albedo en función de la altitud para dos glaciares de los Alpes suizos durante los veranos 1985, 1998 y de 2003 permite también apreciar la variabilidad espacio-temporal natural del albedo. Las variaciones de un glaciar a otro o de un año a otro son aproximadamente de 100 %, que sea en zona de acumulación (albedos de 0,25 a 0,65) o en zona de ablación (albedo de 0,10 a 0,25).

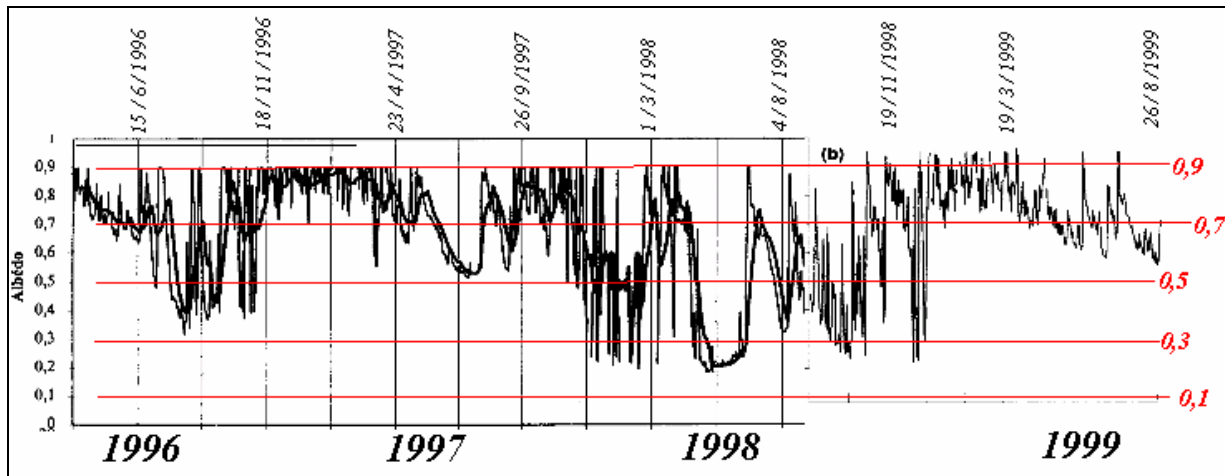


Figura 4 : Crónica de los valores de albedo medidos durante más de tres años, del 29 de marzo de 1996 al 26 de agosto de 1999, en un punto del glaciar Zongo. Incluso por valores medios diarios usados en una docena de medidas independientes (al ritmo de una medida cada 30 minutos). Según las tesis de Patrick Wagnon (1999) y Jean Emmanuel Sicart (2002).

Reconocer, por ejemplo, una modificación de origen antrópica del albedo aproximadamente de 0,2 parece pues bien difícil tomando en cuenta la variabilidad natural que muestran las medidas de albedo a todas las frecuencias, del día al año.

Parte esencial, indispensable de las medidas de balance de energía, las medidas de albedo de las superficies cubiertas de hielo no pueden, no más que los balances de energía como vistos más arriba, constituir una técnica de referencia para la valoración de la evolución de las condiciones medioambientales.

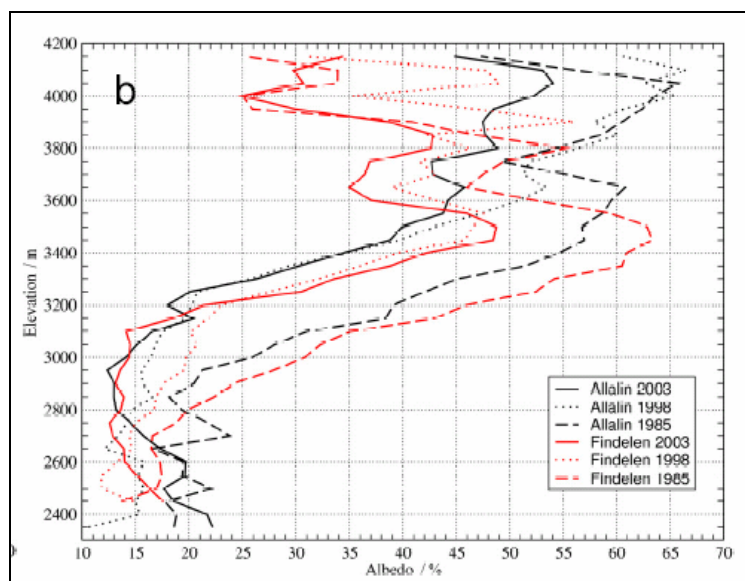


Figura 5 : Evolución del albedo en función de la altitud para los glaciares Allalin y Findelen (Alpes suizos) durante los veranos 1985, 1998 y de 2003.

Testigos de hielo de los glaciares Guanaco y Esperanza

(Ver I.C.S.A.R.A. n° 2, §3.13)

La esperanza de describir la historia de la variabilidad glacio-climática a partir de testigos de hielo realizados sobre los glaciares Estrecho o Guanaco es, en muy gran parte, ilusoria.

Es necesario en efecto, acordarse que los glaciólogos no disponen de un método "eficaz" que permite datar una muestra de hielo. Entiendo por método "eficaz" un método que permite, por el examen y el análisis de una muestra de hielo aislada, proporcionar una edad, como uno lo puede hacer, aunque las causas de errores son numerosas, con una muestra de materia orgánica (^{14}C) o una roca volcánica ($^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$).

Todos los métodos que permiten establecer una cronología en un corte de glaciar (^{210}Pb , modelos de derrame, isótopos estables, y también cenizas volcánicas o explosiones nucleares) se basan en la hipótesis que la serie estratigráfica es continua, sin laguna. Ahora bien, los glaciares Esperanza y Guanaco, incluso si muestran un ligero movimiento del hielo hacia abajo, no poseen zona de acumulación en realidad dónde el balance de masa es positivo cada año. Estos glaciares son "glaciares reservorios" (glaciers réservoirs), más o menos enteramente en zona de acumulación en los años El Niño, enteramente en zona de ablación en los años "normales". Incluso los posibles testigos de acontecimientos excepcionales (explosiones nucleares de años 1950-1960, explosiones del Krakatoa, el Tambora o el Agung) no serán probablemente a su nivel original pero habrán podido migrar hacia capas de nieve más antiguas. Sería ingenuo interpretar las alternancias de hielo rico en polvo y de hielo limpio que aparecen en las paredes de penitentes de hielo en proximidad del frente del glaciar Guanaco como capas anuales (figura 6). Los estratos ricos en polvos corresponden a la concentración de todo el polvo que contenían 4 ó 5 años de precipitación de años "normales", los estratos más limpios correspondiendo al resto de las caídas de nieve de los años El Niño.



Figura 6 : *Penitentes de hielo en proximidad del frente del glaciar Guanaco. Estratos ricos en polvo y estratos limpios.*

La única posibilidad de fechado de hielo que se puede imaginar reposa sobre una hipótesis un tanto gratuita. En efecto, si se hace la hipótesis que las condiciones de viento y depósito de polvo son estacionarias, idénticas de un año/década/siglo... a otro, la masa acumulada de polvo sobre una vertical es proporcional a la edad del polvo/hielo, a una corrección, debido a la deformación del glaciar.

Aquí de nuevo, existe un reto original para un investigador de la tercera región de Chile: analizar las variaciones de la concentración de polvos del hielo del glaciar Guanaco e intentar interpretarlas. El reto es interesante, eso podría conducir a una buena tesis, pero nadie puede afirmar que este estudio permitirá "adquirir datos de la variabilidad glacio-climática a mediano y largo plazo ».

Impacto de las explosiones vinculadas a la explotación de la mina en los glaciares

Se puede afirmar que las vibraciones generadas por una explosión no tienen ninguna consecuencia sobre la estabilidad de los glaciares. Esta aserción está basada en el hecho de que nunca se ha observado caída de glaciar suspendido tras un seísmo, tanto en la Cordillera Blanca de Perú tras el seísmo de Chimbote (31 de mayo de 1970, magnitud 7,8) como en Alaska tras el formidable seísmo del 1 de marzo de 1964 (magnitud 8,5). Todas las catástrofes que implican la caída de un glaciar tras un seísmo son al origen, debidos al derrumbamiento de la roca en la cual se basaba el glaciar. En este caso la presencia del glaciar puede, eventualmente, empeorar las consecuencias del fenómeno aportando, si hay fusión del hielo, cantidades de agua permitiendo transformar un simple desprendimiento de extensión limitada en aluvión (lava torrencial) que puede avanzar sobre kilómetros. Las consecuencias de las explosiones vinculadas a la explotación de la mina deben pues, estudiarse solamente desde el punto de vista de la estabilidad de las rocas.

⁴

Esta observación es, por supuesto, válida con respecto a los glaciares, la cobertura de las nieves es, por su parte, infinitamente más sensible a las vibraciones generadas por las explosiones. Pero se trata de otro problema que se refiere esencialmente a la seguridad de la obra.

⁴ *Sobre las consecuencias de un enorme seísmo sobre los glaciares ver, Anexo 1, extraído de « L. Lliboutry, V. Mencl, B. Schneider et M. Vallon, Evaluacion de los riesgos teluricos en el Callejon de Huaylas, ... informe U.N.E.S.C.O. n° 2208 BMS-RD/SCE, Paris, décembre 1970.*

Repercusiones de polvo sobre los glaciares

Según la modelización realizada por Golder Associates (Viabilidad de manejo de los glaciares, septiembre 2005, anexo IV, Simulación de grilla fina de la depositación de polvo debido a las actividades mineras, revisión B) los depósitos de polvo sobre los glaciares serían inferiores al año a 0,1 mm es decir, adoptando una densidad de 2,5 para estos polvos, un depósito inferior a 250 gramos por metro cuadrado y al año. Se observa generalmente sobre los glaciares "limpios" (glaciares no recubiertos de material morrenico) una cantidad de criocanita (depósito de origen eólico, mezcla de polvos minerales, materia orgánica y distintos organismos vivos, cianobacterias a los tardígrados...) incluida entre 10 y 100 gramos/m² (excepcionalmente hasta 500, o incluso 800 g/m² sobre determinado glaciar de Himalaya). Un depósito de "menos de 250 g/m²" no es pues inevitablemente desdeñable y sería bueno que Golder Associates proporcione mapas más detallados que permiten considerar la extensión de las zonas donde el depósito alcanza 0,01 mm. al año (es decir 25 g / m²).

Se sabe (ver Anexo 2) que el aumento máximo de la velocidad de fusión del hielo se alcanza para espesores de polvos de algunos décimos de milímetro de espesor (cargas aproximadamente de 100 g/m²) y que todo aumento del espesor del depósito de polvos va a traducirse en una protección cada vez más importante del hielo. Entonces, excepto para glaciares excepcionalmente limpios, pero no es el caso de los glaciares de los Cerros Nevados de Pascua-Lama, si se juzga por las fotografías aéreas y satelitales, todo depósito suplementario de polvo tenderá a retrasar la velocidad de fusión del hielo, sobre todo si este polvo es de color claro como es el caso en la zona de Pascua-Lama. Pero no hay que esperar que eso permitirá conservar eficazmente los glaciares. En efecto, la protección sólo se vuelve realmente eficaz que para espesores centimétricos. Ahora bien, al cabo de 20 años de explotación de la mina el depósito total sobre los glaciares sería, según las simulaciones de Golder Associates, muy inferior a 2 mm.

Pero, si el depósito de polvos generado por los trabajos mineros puede probablemente tener solo consecuencias limitadas, eventualmente beneficiosas sobre la fusión del hielo, no es probablemente así mismo para la cobertura de nieves estacionales.

Los trabajos mineros y, por consiguiente, la emisión de polvos teniendo lugar todo el año, la capa de nieve del invierno va a ser contaminada por ésta. En 1982, Warren (Stephen G. Warren, 1982, Optical properties of snow. Reviews of Geophysics and Space Physics, vol 20, n° 1, pages 67-89) estudió la influencia del contenido en impurezas sobre la reflexión de la nieve.

La figura 7x muestra la reflexión comparada de una nieve fresca perfectamente limpia y de nieves que contienen respectivamente 10^{-6} , 10^{-5} , 10^{-4} , 10^{-3} de cenizas volcánicas (andesita).

Para un depósito de polvos de 0,1 mm al año, valor superior en lo que prevé el modelo de Golder Associates en los glaciares, el contenido en polvo sería de:

$$\{(0,250 / 2) \text{ kg / m}^2\} / \{\text{precipitación en kg de agua / m}^2\},$$

es decir, para un depósito de nieve equivalente a 1 m de agua, orden de magnitud de la acumulación sobre los glaciares Toro y Guanaco en 2005, un contenido en polvos de $1,2 \cdot 10^{-4}$ es decir equivalente a la curva "ash = 100 ppmw" de la figura 7.

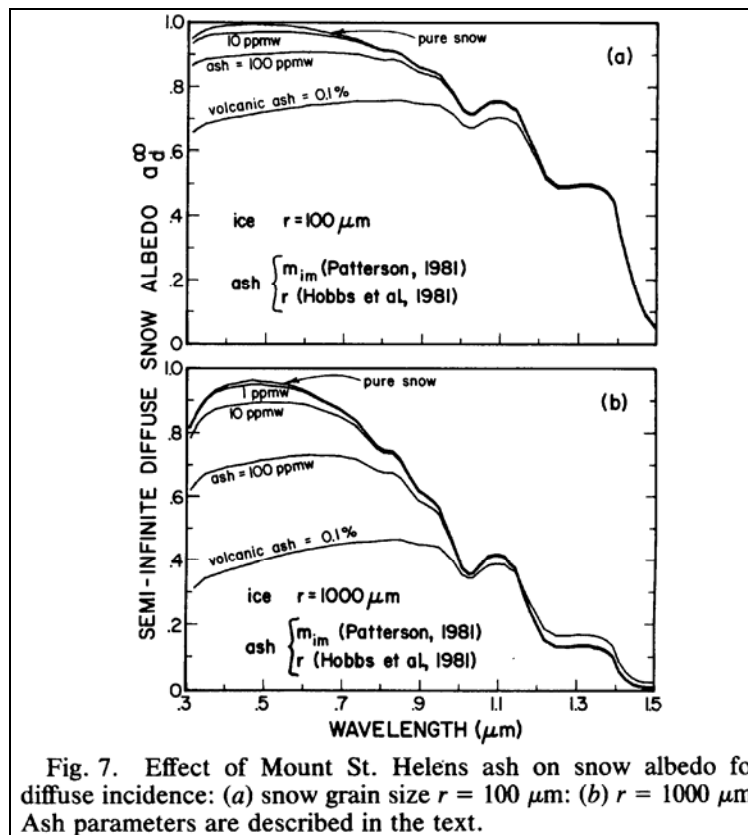


Fig. 7. Effect of Mount St. Helens ash on snow albedo for diffuse incidence: (a) snow grain size $r = 100 \mu\text{m}$; (b) $r = 1000 \mu\text{m}$. Ash parameters are described in the text.

Figura 7: Influencia del contenido en impurezas sobre la reflexión de la nieve. (Según S. G. Warren, 1982, *Optical properties of snow. Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol 20, n° 1, pages 67-89)

La modificación de albedo de la nieve que se puede calcular será entonces, sabiendo que un 50% de la energía solar se sitúa en el infrarrojo cercano, banda de longitud de onda para la cuál la reflexión apenas es modificada por la presencia de polvos, $\{0,5 \times (0,90 - 0,65)\} \approx 0,13$ para nieve vieja (cristales de un milímetro de diámetro) y $\{0,5 \times (0,95 - 0,85)\} \approx 0,05$ para la nieve fresca (cristales de 0,1 mm de diámetro).

Esta diferencia de albedo está del mismo orden de magnitud que la existente entre la nieve fresca a granos muy finos (albedo de 0,8 a 0,9) y la nieve transformada durante algunos días o algunas semanas, según las zonas, y constituida de cristales de un milímetro de diámetro (albedo de 0,6 a 0,7). Se puede pues esperar ver la nieve fresca absorber mucho mejor la energía solar y evolucionar más rápidamente hacia una nieve vieja a grano grueso. Pero eso no significa que esta nieve desaparecerá mucho más rápidamente ya que la evolución habitual de la nieve en la zona conduce a la aparición de penitentes. El albedo medio de los campos de penitentes es aproximadamente de 0,5 a 0,6 y un contenido de la nieve en polvo de aproximadamente 10^{-4} apenas tiene importancia ya que, en un campo de penitente esto no es ya el albedo del material nieve que importa sino la modificación de los intercambios de energía vinculada a la modificación de la topografía.

Las consecuencias de un depósito de 125 g/m^2 de polvos mezclados a la nieve durante los seis meses de invierno apenas serán mas importantes los años secos: con precipitaciones de 20 a

30 cm de agua el contenido en polvos de la nieve podrá alcanzar 4 a $6 \cdot 10^{-4}$ y la modificación de albedo $\{0,5 \times (0,90 - 0,55)\} \approx 0,17$ permanecerá siempre del mismo orden de magnitud, el de la diferencia entre nieve fresca y nieve vieja.

Anexo 1

Balance estival de los glaciares de los « Cerros nevados » de Pascua-Lama (Esperanza, Toro 1, Toro 2 y Guanaco)

La determinación directa del balance de masa de los glaciares por "Golder Associates" comenzó el 7 de marzo de 2003. Estas observaciones permiten disponer de balances de masa estivales para 2 años consecutivos (Tabla 1).

DATOS ESTACAS

PUNTO	NORTE	ESTE	COTA	b winter	b winter	b summer	b winter	b summer
GLACIAR TORO 1				7-mars-03	1-déc-03	8-juin-04	23-nov-04	25-mars-05
T1-1	6 755 117 040	401 315 094	5 223,69	90	88	-172	29	-205
T1-2	6 755 130 711	401 269 654	5 224,38	90	140	-193	45	
T1-3, 4	6 755 175 103	401 184 431	5 230,15	90	105	-181		
T1-7	6 754 970 851	401 008 335	5 136,63		105	-66	62	-171
T1-8	6 754 950 848	400 937 993	5 123,95		70		61	-191
T2-9 - T1-5	6 754 922 657	400 835 354	5 108,39	90	57	-259	28	-198
GLACIAR TORO 2				7-mars-03	30-nov-03	9-juin-04	22-nov-04	22-mars-05
T2-4	6 755 419 864	400 707 263	5 193,17	60	44	-91	71	-122
T2-5	6 755 402 189	400 730 465	5 190,26	60	80		59	
T2-6	6 755 385 225	400 751 480	5 187,52	60	88	-132	22	-108
T2-7	6 755 364 291	400 777 474	5 186,72	60	53			
4T2-10	6 754 999 855	400 201 307	5 031,17	80	46	-141	21	-68
4T2-11	6 754 947 546	400 217 292	5 000,15	80		-255	57	-171
GLACIAR ESPERANZA				12-mars-03	4-déc-03	11-juin-04	19-nov-04	25-mars-05
4E-9	6 755 439 641	399 505 928	5 089,72		70	-190	27	-221
4E-10	6 755 377 965	399 535 343	5 060,75	160	96		66	
E-3	6 755 260 077	399 512 295	5 027,33	180	79	-68	54	-229
4E-13	399555	6755290	5035		105		45	
4E-11	399545	6755421	5073	180	96		26	
GLACIAR GUANACO				10-mars-03	3-déc-03	11-juin-04	26-nov-04	5-mars-05
4G-5	6 753 203 221	401 684 880	5 160,44	180	35		17	-108
G-4	6 753 334 372	401 666 063	5 175,91	180	70			-122
4G-3	6 753 533 636	401 636 038	5 219,43	105	70	-66	15	-99
G-2	6 753 673 137	401 615 459	5 255,77	105	60	-48	17	-129
4G-1	6 753 852 253	401 629 105	5 298,49		35	-66	22	-113

Tabla 1 : Observaciones de balances de masa invernales y estivales para los años hidrológicos 2003-2004 y 2004-2005 ("Golder Associates").

Los valores de balances de masa estivaes (ablación) en función de la altitud de los lugares de observación son reproducidos en la figura 1.

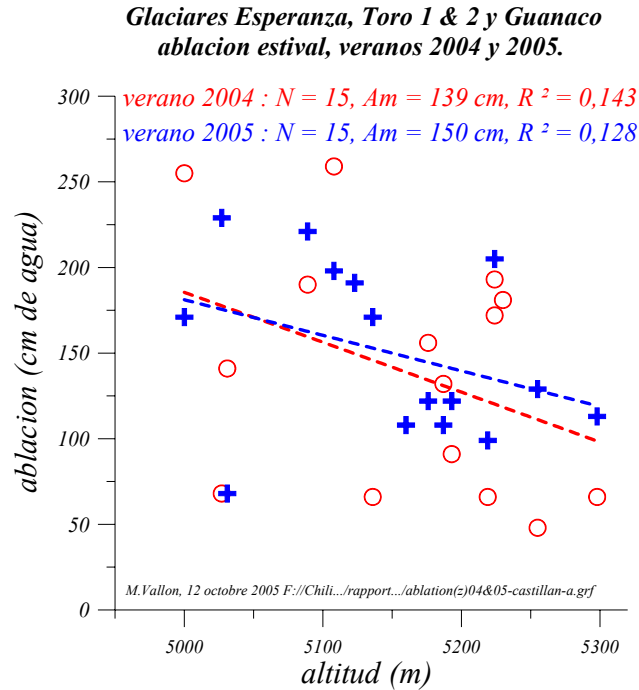


Figura 1 : Glaciares Esperanza, Toro 1, Toro 2 y Guanaco : ablación en función de la altitud para los veranos 2003-2004 y 2004-2005. La dispersión de las medidas es muy grande y ninguna variación significativa de la ablación con la altitud es observable ($R^2 = 0,128$ y $0,123$). Pero el gradiente de la ablación en la altitud (lineas de puntos, $\approx 0,25 \cdot 10^{-2}$) es característico de ambientes continentales.

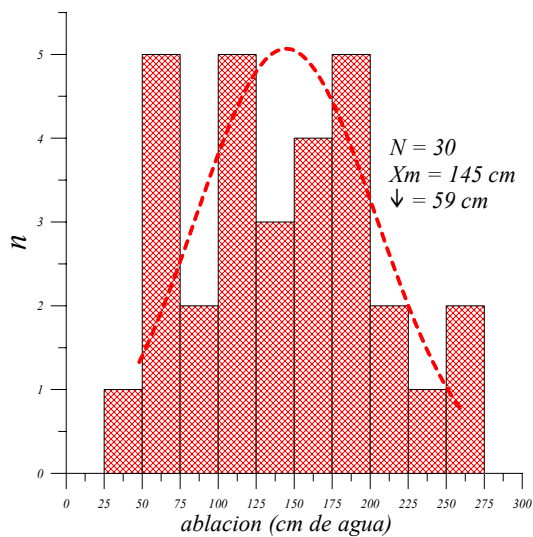


Figura 2 : Distribución de los valores de ablación. Se puede considerar que la ablación media se conoce con una incertidumbre de $(2 \times 59) / \sqrt{30}$ o sea ± 22 al límite máximo del 5% (2σ).

Cálculo de la contribución de los glaciares a los caudales.

Durante los seis meses de verano, la fusión de la nieve y del hielo (promedio de 30 mediciones sobre 4 glaciares y 2 años) es 145 ± 22 cm de agua.

El caudal, para una hectárea de glaciar, es :

$$\{1,45 \text{ m de agua} \times 10.000 \text{ m}^2\} / \{3.600 \times 24 \times 30,5 \times 6\} \text{ segundos} = 0,000917 \text{ m}^3 / \text{segundo} \\ = 0,917 \text{ l/s / hectárea}$$

Las 40 hectáreas de glaciares de la cuenca del Rio El Toro pueden proporcionar un caudal de aproximadamente (promedio) $0,9 \times 40 = 36 \pm 6$ litros por segundo.

Los valores máximos de ablación son ≈ 250 cm de agua. Con este valor muy poco probable, las 40 hectáreas de glaciares de la cuenca del Rio El Toro pueden proporcionar un caudal de aproximadamente 62 litros por segundo.

Los valores mínimos de ablación son ≈ 50 cm de agua. Con este valor, también muy poco probable, las 40 hectáreas de glaciares de la cuenca del Rio El Toro pueden proporcionar un caudal de aproximadamente 12 litros por segundo.

Todos estos valores son sobrestimados del valor de la sublimación de la nieve o del hielo (30–50 cm de agua por verano, equivalente a un caudal de 0,20-0,30 litro por segundo y por hectárea, 8 a 12 litros por segundo para las 40 hectáreas de glaciares).

Anexo 2

Distribución limitada

IM/AT/CONSULTORES

perú

**Evaluación de los riesgos telúricos
en el Callejón de Huaylas,
con vista
a la reubicación de poblaciones
y obras públicas**

Agosto-octubre de 1970

por L. Lliboutry
V. Mencl
B. Schneider
M. Vallon

N° de serie 2208 BMS-RD/SCE
París, diciembre de 1970

unesco

3.4 Los Glaciares

Como se ha dicho, la morfología de la zona está marcada por la fuerte impresión de los glaciares. Todavía en nuestra época, los grandes acontecimientos toman sus raíces en los glaciares de la Cordillera Blanca. Entonces está claro que es necesario conocer mejor el comportamiento de la gigante masa de hielo que domina el valle del río Santa.

En el presente párrafo que consideramos uno de los más importantes, daremos un resumen de nuestras observaciones que nos han conducido a nuevas ideas en relación con lo expuesto anteriormente referente a los glaciares de la Cordillera Blanca. En esta forma, hemos establecido unas reglas básicas que ayudarán a formar nuestro juicio en cuanto a la seguridad de las ciudades estudiadas.

En el Anexo I, daremos un cuadro de los estudios glaciológicos que habrá de emprenderse globalmente, lo que constituye un trabajo a largo plazo; por otra parte, en el caso de los glaciares estudiados específicamente, indicaremos cada vez las medidas de urgencia del caso a corto o mediano plazo.

Los numerosos vuelos efectuados en helicóptero nos han permitido hacer un estudio extensivo de muchos glaciares y en el curso del mismo, hemos podido observar que, fuera de los fenómenos ocurridos en el Huascarán que son desprendimientos de roca que han arrastrado hielo (véase Capítulo 6.22), el terrible sismo de mayo último no ha ocasionado ninguna caída de glaciares colgantes ni tampoco de lenguas sobreyaciendo en rocas aborregadas. Inclusive, tal como en el caso de los dos derrumbes del Huascarán, los materiales arrastrados (roca y hielo) pasaron encima de lenguas delgadas sin arrasarlas.

Según los informes 3), el terremoto que azotó a Alaska en 1964 no provocó más que pequeñas avalanchas de nieve sin caídas de glaciares colgantes (la magnitud de este sismo fue de 8,5 en comparación con 7,8 para el de mayo último). Los únicos casos citados fueron los de glaciares arrasados por avalanchas de rocas.

Por lo tanto, además de la estabilidad de la propia roca que depende de la mecánica de la misma, cabe estudiar las fuerzas que ligan el glaciar a la roca base.

Caso de los glaciares fríos

En éstos, las temperaturas son inferiores al punto de fusión del hielo y, entonces, el glaciar se halla pegado a la roca base; desafortunadamente, las propiedades mecánicas del contacto entre roca y hielo no se han estudiado experimentalmente. Sin embargo, pensamos que primero se producen rupturas de cohesión (en el hielo) antes de las rupturas de adherencia (al contacto), ya que la superficie del substratum rocoso es muy irregular. En esas condiciones, se necesita una fuerza de cizallamiento de unos 16 bars para romper el equilibrio existente.

3) W.O. Field, Avalanches caused by the Alaska earthquake of 1 March 1964; A.I.H.S. N° 69, Davos 1965.

- 11 -

En su informe, Lomnitz ⁴⁾ estima a 0,25g la aceleración horizontal causada por el sismo. En una columna de hielo de sección unidad, de densidad ρ y altura h , la fuerza horizontal creada por un sismo es de $1/4 \rho gh$, o sea de un orden de magnitud de 1 bar en el caso de un glaciar de 30 a 50 metros. Esta fuerza se agrega a la componente tangencial $\rho gh \sin \alpha$ del peso, o sea igualmente de un orden de magnitud de 1 bar para las pendientes α usuales. En esta forma, no se puede alcanzar el límite de ruptura del hielo.

Caso de los glaciares templados

En éstos, las temperaturas son más o menos iguales al punto de fusión del hielo. En este caso, sólo interviene la fuerza de fricción del hielo sobre las protuberancias de la roca; dicha fuerza es una función muy compleja de la velocidad de las partículas de hielo en contacto con la roca de un orden de magnitud de 1 bar. En el curso del desplazamiento, las pequeñas irregularidades están absorbidas por una sucesión de fusiones y heladas; el hielo se deforma plásticamente para pasar las irregularidades más extensas.

En el caso de un sismo, se ve que la fuerza tangencial puede sobrepasar teóricamente la resistencia del contacto. En realidad, a medida que aumenta la velocidad del deslizamiento, puede ocurrir lo siguiente:

- a) Aparece una cavitación. Las fuerzas de fricción disminuyen y la velocidad aumenta. Este fenómeno puede acelerarse hasta provocar la caída del hielo; y
- b) No hay cavitación. Las fuerzas de fricción aumentan al igual que la velocidad y se establece de este modo un equilibrio dinámico. En el caso de un sismo, la amplitud y duración del movimiento generalmente no permiten que se produzca el fenómeno de cavitación.

Por otro lado, se ha dicho que la presencia de agua de fusión disminuye la resistencia del contacto entre la roca y el hielo, lo que podría ser el origen de las caídas. Es un hecho que se ha observado una aceleración de varios glaciares durante la época estival, pero ninguna caída en forma maciza.

En realidad, la presencia del agua de fusión así como las fuerzas originadas por un sismo no son sino factores favorables a la caída de un glaciar ya desequilibrado por otras razones, las cuales son las siguientes:

a) Cambio en las condiciones térmicas:

Como se ha visto, en general, los glaciares están en equilibrio sobre la roca base. Asimismo un glaciar frío tiene un cierto perfil que no es el de un glaciar templado. Por lo tanto, un cambio en la temperatura afecta el comportamiento de un glaciar. Los "glacial surges" que ocurren en el Norte de Alaska, Pamir Sur, Karakorum Oeste y en los

4) C. Lomnitz, Sismología: Informe de la misión de reconocimiento sismológico; Unesco/CERESIS, 1970.

Anexo 3

La influencia de una cobertura detrítica sobre la ablación de hielo.

Michel VALLON

Université Joseph Fourier,
Observatoire des sciences de l'Univers de Grenoble,
Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement du C.N.R.S.

El balance energético de la superficie de un glaciar ⁵ se escribe:

Energía recibida - energía perdida = variación de energía interna

Contabilizo en forma de energía interna la energía que corresponde a una variación de temperatura (calor sensible) y la que se utiliza para la fusión del hielo (calor latente).

La sublimación del hielo es, por el contrario, contabilizada, según el uso, en el flujo de calor latente (Φ_L).

Aclarando los distintos términos se puede escribir, para una superficie de hielo limpio:

$$\odot(1 - \alpha_g) + IR\downarrow + \Phi_L + \Phi_S - \varepsilon_g \cdot \sigma \cdot T_g^4 = \rho \cdot L_{fg} \cdot db_{gp}/dt \quad (1)$$

y, para un glaciar recubierto:

$$\odot(1 - \alpha_m) + IR\downarrow + \Phi_L + \Phi_S - \varepsilon_m \cdot \sigma \cdot T_m^4 = \rho \cdot L_{fg} \cdot db_{gs}/dt = K(T_m - T_g) \cdot (I/H) \quad (2)$$

dónde:

\odot es la radiación solar (watt / m²), α_g el albedo del hielo,

$IR\downarrow$ la radiación atmosférica,

Φ_L el flujo turbulento de calor latente, Φ_S el flujo turbulento de calor sensible,⁶

ε_g la emisividad del hielo,

σ la constante de Stephan T_g la temperatura de la superficie de hielo,⁷

db_{gp}/dt la velocidad de fusión del hielo limpio (en metros por segundo),

ρ la densidad del hielo, L_{fg} calor latente de fusión del hielo,

α_m y ε_m el albedo y la emisividad de la cobertura morrenica,

T_m la temperatura de superficie de la cobertura morrenica (Kelvin),

db_{gs}/dt la velocidad de fusión del hielo sucio o recubierto,

⁵) Como el de toda superficie planetaria...

⁶ Φ_L et Φ_S pueden ser positivas (contribución de energía a la superficie) o negativas (pérdidas) según las temporadas y las regiones

⁷ 273 K para el hielo que se funde, solo caso examinado aquí.

K la conductibilidad térmica de la cobertura morrenica y H su espesor.

\odot y $IR\downarrow$ tienen, obvia y rigurosamente, el mismo valor, Φ_L y Φ_S tienen prácticamente el mismo valor⁸ que el glaciar esté limpio o recubierto y se puede considerar, en una primera aproximación que $\varepsilon_g \approx \varepsilon_m \approx 1,00$. En estas condiciones la diferencia (2) – (1) es:

$$\begin{aligned} \odot(\alpha_g - \alpha_m) - \sigma \cdot (T_m^4 - T_g^4) &= \rho \cdot L_{fg} \cdot (db_{gs}/dt - db_{gp}/dt) \\ &= [K (T_m - T_g) \cdot (1/H)] - [\rho \cdot L_{fg} \cdot (db_{gp}/dt)] \end{aligned} \quad (3)$$

sea:

$$\odot(\alpha_g - \alpha_m) + [\rho \cdot L_{fg} \cdot (db_{gp}/dt)] = \sigma \cdot (T_m^4 - T_g^4) + [(K/H) \cdot (T_m - T_g)]$$

con la aproximación $\sigma \cdot (T_m^4 - T_g^4) \approx \sigma \cdot 4 \cdot \frac{1}{2} \cdot (T_m^3 + T_g^3) \cdot (T_m - T_g)$ se puede escribir:

$$\odot(\alpha_g - \alpha_m) + [\rho \cdot L_{fg} \cdot (db_{gp}/dt)] = (T_m - T_g) \cdot [(K/H) + \sigma \cdot 4 \cdot \frac{1}{2} \cdot (T_m^3 + T_g^3)]$$

de ahí

$$(T_m - T_g) = \{ \odot(\alpha_g - \alpha_m) + [\rho \cdot L_{fg} \cdot (db_{gp}/dt)] \} / \{ (K/H) + \sigma \cdot 4 \cdot \frac{1}{2} \cdot (T_m^3 + T_g^3) \}$$

Para \odot , $(\alpha_g - \alpha_m)$ y (db_{gp}/dt) dados, i.e. a cada tiempo, colocando:

$$\begin{aligned} A &= \{ \odot(\alpha_g - \alpha_m) + [\rho \cdot L_{fg} \cdot (db_{gp}/dt)] \} \\ B &= (K/H) + [\sigma \cdot 4 \cdot \frac{1}{2} \cdot (T_m^3 + T_g^3)] = [(K/H) + 4,6] \end{aligned} \quad 9$$

tenemos: $(T_m - T_g) = A / B$; la temperatura de la superficie de los restos rocosos es tanto más importante que la capa es gruesa, pero no le es proporcional (existencia del término + 4,6 watt . °C⁻¹)¹⁰

La velocidad de fusión del hielo sucio es:

$$(db_{gs}/dt) = [1 / (\rho \cdot L_{fg})] \cdot (K/H) \cdot (T_m - T_g) = [1 / (\rho \cdot L_{fg})] \cdot (K/H) \cdot (A/B)$$

Si el espesor de polvo (H) es insignificante, K/H es muy grande delante de 4,6¹¹ y la ecuación se reduce a $(db_{gs}/dt) \approx (db_{gp}/dt) + [\odot(\alpha_g - \alpha_m) / (\rho \cdot L_{fg})]$

⁸ Φ_L et Φ_S no varían mientras el espesor de material morrenico no sea demasiado importante. Pero, si el espesor de la cobertura supera algunas decenas de centímetros, la topografía de la superficie del glaciar se vuelve muy irregular y eso debe afectar el (los) coeficiente (s) de transferencia turbulenta. Para el problema que nos interesa (diferencia entre glaciar perfectamente limpio, glaciar sucio y glaciar recubierto de algunos centímetros de restos) eso no corre. Se debe también observar que el aire es más caliente sobre un glaciar recubierto que sobre un glaciar "blanco" pero los flujos turbulentos (Φ_L y Φ_S) son, en general, mucho más débiles que los flujos radiativos ($\odot(1 - \alpha_g)$, $IR\downarrow$ y $\varepsilon \sigma T_g^4$). Una de las causas del efecto protector de una cobertura morrenica reside por otra parte en el hecho de que la superficie, más caliente que el aire, pierde del calor sensible ($\Phi_S < 0$) mientras que una superficie de hielo, en general más fría que el aire gana en calor sensible ($\Phi_S > 0$).

⁹ $\sigma \cdot 4 \cdot \frac{1}{2} \cdot (T_m^3 + T_g^3) = 4,6 \text{ watts} \cdot \text{°C}^{-1}$ para $T = 273 \text{ K}$, $5,1 \text{ watts} \cdot \text{°C}^{-1}$ para $T = 283 \text{ K}$

¹⁰ una capa de morrena de 10 cm de espesor Takeuchi y alii, 2001, (Comparaison of meteorological features in the debris and debris covered areas at Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the premonsoon season, 1999. Bulletin of glaciological Research, vol. 18, p. 15-18) observaron una temperatura de superficie del orden de + 20 °C por una temperatura del aire del orden de + 5 °C.

¹¹ ⁸ Por ejemplo para $K = 2,0 \text{ watt} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ et $H = 1 \text{ mm}$ (0,001 m), $K/H = 2.000$.

Con una radiación solar máxima estival aproximadamente de 370 watts por m² (media diaria a las bajas latitudes, hacia 5.100 m de altitud según Wagnon y alii ¹² y una diferencia de albedo hielo limpio-hielo sucio de 0,20 ¹³ esta diferencia es del orden de:

$(370 \cdot 0,2) \cdot [1 / (900 \cdot 333.000)] \cdot 3.600 \cdot 24] = 0,0213$ m de hielo/día i.e. alrededor de 1,90 m de hielo en tres meses, la ablación sobre un glaciar limpio siendo, en las mismas condiciones climáticas, para un valor de albedo del hielo de 0,50, del orden de:

$(370 \cdot 0,5) \cdot [1 / (900 \cdot 333.000)] \cdot 3.600 \cdot 24] = 0,0533$ m de hielo/día o sea 4,80 m en tres meses.

El aumento de ablación es pues del orden de un 39% para una diferencia de albedo de 0,20 cuando la cobertura del hielo (polvos) es infinitamente fina.

Cuando el espesor del recubrimiento aumenta, la simplificación $K/H \gg 4,6$ watts/°C ya no pueden ser utilizadas. La temperatura de la superficie de la cobertura morrenica que es superior a 273 K, la radiación de la superficie morrenica ($\epsilon_m \cdot \sigma \cdot T_m^4$) se vuelve superior al del hielo limpio. Cuando el espesor de la cobertura no es nulo, su conductibilidad térmica va pues a intervenir. No dispongo de valor de conductibilidad térmica medida sobre coberturas morrenicas de glaciar, pero ésta debe incluirse según la textura, entre alrededor de 2 watts . m⁻¹ . K⁻¹ (conductibilidad del hielo y la mayoría de las rocas masivas: granito, basalto, caliza, etc.,) y 0,2 watt . m⁻¹ . K⁻¹ (conductibilidad de la nieve fresca, la arena seca, la arcilla seca, etc.,). Para una cobertura gruesa de grandes bloques rocosos, angulares y secos, la conductibilidad térmica debe ser del orden de 0,2 a 0,4 watt . m⁻¹ . K⁻¹, pero, para una cobertura fina y húmeda, la conductibilidad es ciertamente mucho más fuerte, comparable a la de una arena más o menos mojada i.e. del orden de 0,8 a 1,2 watt . m⁻¹ . K⁻¹.

La tabla 1 reúne los valores del coeficiente $(K/H) / [(K/H) + 4,6]$ por distintos valores de conductibilidad térmica y espesor de cobertura morrenica. Este coeficiente, que se produce en la ecuación dando la velocidad de fusión del hielo sucio:

$$db/dt = [1 / (\rho \cdot L_{fg})] \cdot \{ \alpha_g - \alpha_m \} + [\rho \cdot L_{fg} \cdot (db_{gp}/dt)] \cdot \{ (K/H) / [(K/H) + 4,6] \}$$

es el informe de la velocidad de ablación de hielo bajo una cobertura de grosor H a la velocidad de ablación para una cobertura de espesor nulo (velocidad de fusión máxima para H = 0)

En el ejemplo tomado más arriba se tenía:

Fusión del hielo limpio = 0,0533 m al día

Fusión del hielo sucio (grosor de morrena nulo) = 0,0746 m al día

Fusión del hielo sucio con una cobertura de 5 cm de espesor de conductibilidad térmica

¹² Wagnon P., P.Ribstein, B.Francou and B. Pouyaud, 1999. Annual cycle of energy balance of Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia, Journal of Geophysical Research, vol. 104, D4, p.3907-3923.

¹³ Los valores de albedo para un glaciar descubierto y un glaciar recubierto utilizados aquí se inspiran en las observaciones de Yukari Takeuchi y sus colegas (Takeuchi Y, R.B. Kayastha, N. Naito, T.Kadota, and K.Isumi, 2001, Comparaison of meteorological features in the debris free and debris covered areas at Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the premonsoon season, 1999. Bulletin of glaciological Research, vol. 18, p. 15-18). Estos autores midieron, sobre la cobertura de restos rocosos, valores de albedo comprendidos entre 0,20 y 0,30 y, sobre el hielo desnudo, valores comprendidos entre 0,20 y 0,50 o sea, una diferencia de albedo de 0,0 a 0,3 según los puntos.

$0,5 \text{ watts} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} : 0,685 \times 0,0746 = 0,0511 \text{ m} / \text{día o sea}$, una velocidad de fusión del hielo inferior a la del hielo limpio.

espesor (m)	$K = 2,0 \text{ w/m} \cdot ^\circ\text{C}$	$K = 1,0 \text{ w/m} \cdot ^\circ\text{C}$	$K = 0,5 \text{ w/m} \cdot ^\circ\text{C}$	$K = 0,2 \text{ w/m} \cdot ^\circ\text{C}$
0,0001	1,000	1,000	0,999	0,998
0,0005	0,999	0,998	0,995	0,989
0,0010	0,998	0,995	0,991	0,978
0,0050	0,989	0,978	0,956	0,897
0,0100	0,978	0,956	0,916	0,813
0,0200	0,956	0,916	0,845	0,685
0,0500	0,897	0,813	0,685	0,465
0,1000	0,813	0,685	0,521	0,303
0,2000	0,685	0,521	0,352	0,179
0,5000	0,465	0,303	0,179	0,080
0,7500	0,367	0,225	0,127	0,055
1,0000	0,303	0,179	0,098	0,042
2,0000	0,179	0,098	0,052	0,021
5,0000	0,080	0,042	0,021	0,009

Tabla 1: Índices (coeficientes) de protección de una cobertura morrenica en función de su espesor y su conductibilidad térmica (véase texto y figura 1)

Según el valor de la conductibilidad térmica de la cobertura, un espesor de 2 a 10 cm de material morrenico protegería entonces el hielo de la fusión. Este es efectivamente, el orden de magnitud observado por la mayoría de los autores desde las primeras observaciones de Gunnar Ostrem.¹⁴

Se ve pues que, en cuanto el hielo fue ensuciado por una muy fina capa de restos, todo aumento del espesor de la cobertura de polvos o morrena disminuye la velocidad de fusión del hielo y juega pues un papel protector.

Este resultado teórico es confirmado, en el caso de la nieve, por las experiencias de Adhikary y alii¹⁵. Estos autores pusieron de manifiesto que, para la nieve (albedo incluida entre 0,60 y 0,83) cubierta con un polvo (granos de 0,15 a 0,35 mm. de diámetro) negra (albedo del orden de 0,08) la velocidad de fusión máxima se observaba para una carga de 80 gramos por metro cuadrado sea, una capa gruesa cerca de 0,2 mm., la densidad del polvo utilizado siendo del orden de $450 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Para coberturas más importantes (200 a 900 gramos por metro cuadrado, lo que representa un espesor de 0,5 a 20 mm), estos autores observaron una disminución progresiva de la velocidad de fusión de la nieve cuando el espesor de la cobertura aumenta.

Conclusión

¹⁴ Ostrem G., 1959. Ice melting under a thin layer of moraine. *Geografiska Annaler*, vol 41, p.228-230

¹⁵ Adhikary A., K. Seko, M. Nakawo, Y. Ageta and N. Miyazaki, 1997. Effect of surface dust on snow melt. *Boletín of glaciological Research*, vol. 15, p. 85-92.

Para el caso que nos interesa i.e. los glaciares que rodean el lugar de Pascua - Lama, los depósitos de polvo previstos por la modelización realizada por Golder Associates ¹⁶, inferior a 0,1 mm. al año, solo deberían tener influencia sobre la nieve del invierno, por definición perfectamente limpia. Con respecto a los glaciares, es probable que, teniendo en cuenta su estado actual, toda contribución suplementaria de polvos desempeñará probablemente un papel protector. Sería sin embargo necesario precisar el estado actual y medir la densidad media de la crioonita y de los polvos en superficie (sobre los glaciares "limpios" se observa, en general, una cantidad de crioonita comprendida entre 10 y 100 g . m⁻²) que se traduce en valores de albedo incluidos entre 0,5 y 0,2.

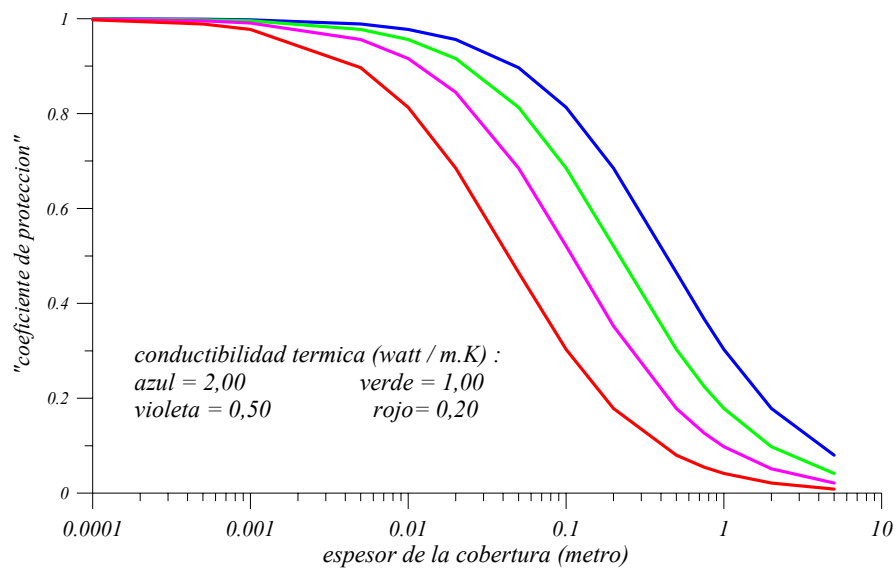


Figura 1: Coeficiente (índice) de protección de una cobertura morrenica en función de su espesor por distintos valores de la conductibilidad térmica (véase texto)

¹⁶ Viabilidad de manejo de los glaciares, septiembre 2005, anexo IV, Simulación de grilla fina de la depositación de polvo debido a las actividades mineras, revisión B.