



IT N° 175-CRA

INFORME

**CRECIDA DE DISEÑO GENERADA POR LA ROTURA DEL
ENDICAMIENTO GLACIAR GRANDE DEL NEVADO DEL PLOMO
EN EL RÍO PLOMO**

Autor:

Ing. Jorge A. Maza

Publicación Interna

Mendoza, octubre de 2016

PREFACIO

El contenido de este informe fue el resultado de una amplia revisión bibliográfica de aproximadamente 250 títulos, entre papers, informes y libros, cuyo objetivo primario fue el de encontrar pautas para acotar la incertidumbre que genera la selección de parámetros en los modelos de simulación de rotura de presas artificiales (HEC-RAS, DAMBRK, etc.) en la aplicación particular a la rotura de endicamientos glaciarios. Tal búsqueda derivó en una muy disímil metodología para simular la rotura del endicamiento producido por el Glaciar Grande del Nevado en el Valle del Río Plomo.

Jorge A. Maza

CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN	4
1.1	El caso del Glaciar Grande del Nevado del Plomo	4
2.	CRECIDAS REPENTINAS GENERADAS POR LA FORMACIÓN DE UN TÚNEL SUBGLACIAR	10
2.1	El caso del endicamiento del Glaciar Grande del Nevado en 1934	12
2.2	Crecientes de febrero-marzo de 1985	18
2.3	El caso del endicamiento del Glaciar Grande del Nevado en 2007	24
3.	SIMULACIÓN MATEMÁTICA DE LA ROTURA DEL GLACIAR	25
3.1	Formulación Adimensional	27
3.2	Calibración del modelo con el evento de enero de 1934.	29
3.3	Análisis de sensibilidad de variables y parámetros	33
4.	CRECIDA DE DISEÑO	38
4.1	Comparaciones y comprobaciones	39
5.	CONCLUSIONES	41
6.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41
	ANEXO	44

CRECIDA DE DISEÑO GENERADA POR LA ROTURA DEL ENDICAMIENTO GLACIAR GRANDE DEL NEVADO DEL PLOMO EN EL RÍO PLOMO

1. INTRODUCCIÓN

Los endicamientos glaciares se generan a partir de lo que se denomina glaciario en “surge” es decir en proceso de rápida fluctuación. En (Espizúa, L.E., 1987) se define que *un surging glacier es un glaciario que descarga periódicamente (15, 100 o más años), un reservorio de hielo, por medio de un desplazamiento en gran escala, rápido, breve, el cual se mueve de 10 a 100 veces más rápido que el flujo normal del glaciario en el período entre surges. Los surges no son eventos únicos que pueden ser ocasionados por condiciones excepcionales, tales como terremotos, avalanchas o incrementos locales de acumulación de nieve. Estos movimientos, aparentemente, se deben a una notable inestabilidad, la cual ocurre en ciertos glaciares en intervalos periódicos.*

En (Marangunic C., 2010) se explica que *...Los glaciares fluyen porque el hielo que contienen se deforma bajo el influjo de la gravedad, según la ley de flujo del hielo, y porque el glaciario se desliza lentamente sobre el lecho basal si el hielo está a 0°C (glaciares “temperados”, el caso de la gran mayoría de glaciares en la Cordillera de los Andes). Si el hielo en la base del glaciario se encuentra a temperaturas negativas (glaciares “fríos”), no se desliza sino que se adhiere al material sub-glaciario y el glaciario fluye solamente por deformación de la masa de hielo.*

En (Laboratorio de Glaciología, Univ. de Chile) se explica que *Un surge es un avance catastrófico y súbito de un glaciario, con velocidades muy elevadas y superiores a las normales debido a una inestabilidad intrínseca de los glaciares, que resulta en la rápida transferencia de masa desde la zona de acumulación a la de ablación, lo cual provoca un avance extraordinario del glaciario, extensión longitudinal y fuertes cambios de elevación, agrietamientos y plegamiento de morrenas mediales. Este tipo de procesos puede repetirse cada cierta cantidad de años, pero no es estrictamente periódico. Quizás lo más particular de este hecho es que sólo está en conexión con ciertos glaciares, siendo la razón de estos avances, su ocurrencia y el mecanismo que explica ello, temas actuales de discusión. Existen glaciares en surge en distintas cadenas montañosas del mundo: Norte América, Islandia, Svalbard, Asia, y en los Andes de Chile y Argentina. La mayoría de los glaciares en surge ocurren en cadenas montañosas relativamente jóvenes que están sometidas a una fuerte erosión.*

Los glaciares que debido a su condición fluctuante atraviesan el cauce de un río producen un endicamiento y su consecuente lago de embalse.

Los endicamientos glaciares son fenómenos naturales que ocurren con frecuencia a nivel mundial como así se menciona en la Tabla 1 extraída de (Fattorelli, S. et al., 2007):

1.1 EL CASO DEL GLACIARIO GRANDE DEL NEVADO DEL PLOMO

En (SAyDS de la Nación; IANIGLA-CONICET, 2015) se explica que *La Subcuenca del Río Tupungato contiene el sistema glaciario más importante de la cuenca del río Mendoza, localizado en las nacientes del Río del Plomo sobre la frontera internacional con Chile. Se destaca el Sistema Glaciario del Plomo (Alto del Plomo, Bajo del Plomo), glaciario Gemelos, Oriental del Juncal, Alfa, Beta y Grande del Nevado. Los glaciares de este río han sido estudiados desde principios del siglo*

XX, cuando el reconocido explorador Robert Helbling realizó las primeras expediciones a la zona en el año 1914.

La subcuenca del río Tupungato abarca una extensión de 1.776 km², y cuenta con una superficie cubierta por geofformas glaciares y perigaciares de 290,78 km². (Figura 1)

Tabla 1. “Fallas de diques producidos por glaciares (Walder et al, 1996)”
extraída de (Fattorelli, S. at al., 2007)

Localización	Descarga pico (m ³ /s)	Volumen drenado (m ³ x 10 ⁶)	Referencias
Glacier de Giétro, Switzerland, 1818	8000	20	Rothlisberger(1978), Haeberli(1983), Rothlisberger y Lang(1987), Eisbacher y Clague(1984)
Marjelsee, Suiza, 1878	300	10-7	Lutschg (1915)
Vatnsdalslon, Islandia, 1898	3000	120	Thorarinsson (1939)
Marjelsee, Suiza, 1913	195	4-5	Lutschg(1915), Haeberli(1983)
Glaciar Chong Jumdan India Inglesa (Pakistan), 1929	22650	1500	Gunn et al.(1930), Hewitt (1982)
Hagavatn, Islandia, 1929	>750	65	Thorarinsson (1939)
Koldevatn, Noruega, 1932	28	3-6	Liestol (1956)
Glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina, 1934	2700	53	King(1934), Fernández et al (1985,1991)
Demmevatn, Noruega, 1937	900	11-5	Strom(1938), Liestol(1956)
Snuavatn, Noruega, 1938-1962	70	7	Tvede (1989)
Graenalón, Islandia, 1939	5000	1500	Thorarinsson (1939)
Gomarsee, Suiza, 1944	200	6	Haeberli (1983)
Snow River, USA, 1949	422	144	Chapman (1981)
Snow River, USA, 1951	311	97	Chapman (1981)
Gjanúpsvatn, . June 1951	222	19-2	Arnborg (1955)
Gjanúpsvatn, . Octubre 1951	220	20	Arnborg (1955)
Osterdalsisen, Noruega, 1953	155	136	Liestol (1956)
Lago Argentino, Argentina 1953	12000	2000	Heinsheimer (1954)
Snow River, USA, 1953	198	99	Chapman (1981)
Lago Argentino, Argentina, 1956	20000	5000	Heinsheimer (1958)
Snow River, USA, 1956	354	130	Chapman (1981)
Snow River, USA, 1958	393	129	Chapman (1981)
Lago Tulsequah, Canada, 1958	1556	229	Marcus (1960)
Lago George, USA, 1958	10200	2200	Hulsing(1981), Lipscomb(1989)
Lago George, USA, 1959	6320	1100	Hulsing(1981), Lipscomb(1989)
Lago George, USA, 1960	9290	1500	Hulsing(1981), Lipscomb(1989)
Lago George, USA, 1961	10100	1700	Hulsing(1981), Lipscomb(1989)
Snow River, USA, 1961	543	175	Chapman (1981)
Lago George, USA, 1962	4670	740	Hulsing(1981), Lipscomb(1989)
Lago Mertsbakher, USSR (Kyrgyzstan), 1962	390	132	Glazyrin y Sokolow (1976)
Lago Mertsbakher, USSR (Kyrgyzstan), 1963	640	260	Glazyrin y Sokolow (1976)
Lago Mertsbakher, USSR (Kyrgyzstan), 1964	400	175	Glazyrin y Sokolow (1976)
Lago George, USA, 1964	6120	860	Hulsing(1981), Lipscomb(1989)
Snow River, USA, 1964	450	155	Chapman (1981)
Lago Mertsbakher, USSR (Kyrgyzstan), 1965	330	169	Glazyrin y Sokolow (1976)
Lago George, USA, 1965	6690	1100	Hulsing(1981), Lipscomb(1989)
Lago Summit, Canada, 1965	3110	280	Mathews y Clague(1993)
Lago Argentino, Argentina, 1966 (X)	15000	3800	Liss (1970)
Lago George, USA, 1966	4080	690	Hulsing(1981), Lipscomb(1989)
Ekahugad Fjord, Canada, 1967	200	5-9	Church (1988)
Snow River, USA, 1967	778	150	Chapman (1981)

Tabla 1. continuación

Localización	Descarga pico (m ³ /s)	Volumen drenado (m ³ x 10 ⁶)	Referencias
Lago Summit, Canada, 1967	2930	260	Mathews y Clague (1993)
Lago Summit, Canada, 1968	1640	210	Mathews y Clague (1993)
Strupnavatnet, Noruega, 1969	150	2-6	Whalley (1971)
Snow River, USA, 1970	481	189	Chapman (1981)
Lago Summit, Canada, 1970	3260	260	Mathews y Clague (1993)
Chakachanna Lake, USA, 1971	13000	290	Lamke (1972)
Lago Summit, Canada, 1971	3960	270	Mathews y Clague (1993)
Lago Summit, Canada, 1972	1830	220	Mathews and Clague (1993)
Lago Abdukagor, USSR (Tajikistan), 1973	1080	20	Krenke y Kotiyakov (1985)
Lago Abdukagor, USSR (Tajikistan), 1973	1600	20	Krenke y Kotiyakov (1985)
Graenalon, Islandia, 1973	1930	160	Rist (1973)
Snow River, USA, 1974	707	241	Chapman (1981)
Vamsdalslon, Islandia, 1974	690	88	Rist (1976)
Vamsdalslon, Islandia, 1974	360	37	Rist (1976)
Vamsdalslon, Islandia, 1975	360	40	Rist (1976)
Haoldulon, Islandia, 1975	350	26	Rist (1976)
Snow river, USA, 1977	393	151	Chapman (1981)
Vamsdalslon, Islandia, 1977	334	43	Rist (1981)
Vamsdalslon, Islandia, 1978	420	31-2	Rist (1981)
Lago Hazard, Canada, 1978	640	19-6	Clarke (1982)
Graenalon, Islandia, 1978	3000	150-200	Rist (1981)
Lago Flood, Canada, 1979	2160	150	Clarke y Waldron (1984)
Snow River, USA, 1979	419	127	Chapman (1981)
Haoldulon, Islandia, 1980	250	25	Rist (1981)
Sydgletschar, Greenland, 1981	200	235	Dawson (1983)
Huntulon, Islandia, 1982	360	40	Rist (1984)
Mertbakher Lake, USSR (Kvrgvstan), 1982	360	153	Konovalov (1990)
Snow River, USA, 1982	388	178	Chapman (1986)
Glaciar Dickson/Rio Paine, Chile, Jan-Feb. 1982	360	220	Peña y Escobar (1983)
Glaciar Dickson/Rio Paine, Chile, Jan-Feb. 1982	330	230	Peña y Escobar (1983)
Glaciar Dickson/Rio Paine, Chile, Jan-Feb. 1983	340	290	Peña y Escobar (1983)
Haoldulon, Islandia, 1983	210	14	Rist (1984)
Strandline Lake, USA, 1984	5000	780	Sturm et al (1987)
Sondre Stromfjord, Greenland, 1984	1060	22-3	Russell (1989), recalculado de Sugden et al (1985)
Ape Lake, Canada, 1984	1534	46	Desloges et al (1989)
Mertbakher Lake, USSR (Kvrgvstan), 1984	500	209	Konovalov (1990, 1991)
Mertbakher Lake, USSR (Kvrgvstan), 1985	360	150	Konovalov (1990, 1991)
Glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina, Feb. 1985	284	35	Fernandez et al. (1985, 1991)
Glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina, Feb. 1985	277	21	Fernandez et al. (1985, 1991)
Glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina, March. 1985	184	20	Fernandez et al. (1985, 1991)
Snow River, USA, 1985	334	159	Chapman (1986)
Mertbakher Lake, USSR	320	142	Konovalov (1990)

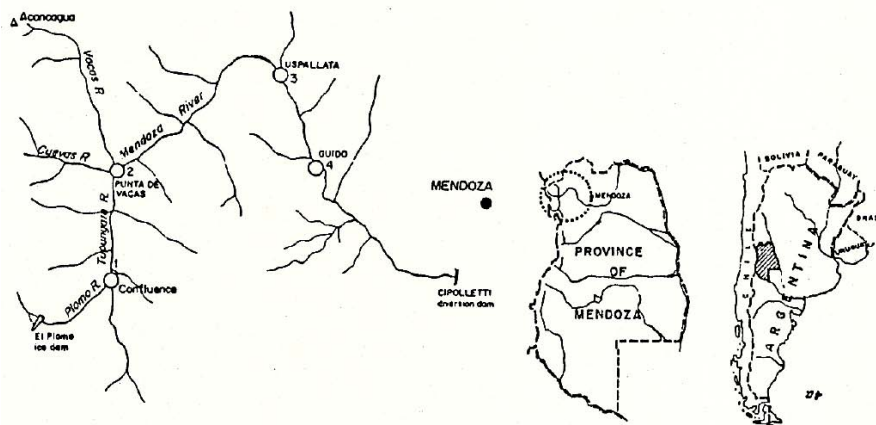


Figura 1. Mapa de ubicación

En (Espizúa, L.E., 1987) se hace mención a que *Los glaciares de la cuenca del Río del Plomo experimentaron un retroceso general e importante desde 1909 hasta 1974. Los glaciares Grande*

del Juncal y Grande del Nevado, también muestran esta tendencia, pero en determinadas épocas han evidenciado avances rápidos o surges. El glaciar Grande del Juncal avanzó en 1910 y en algún momento entre 1934 y 1955; el glaciar Grande del Nevado en 1933 y entre el período 1963-1974. Estos dos glaciares son considerados como *surging glaciers*, o sea, glaciares con avances rápidos.

Por su posición inferior y transversal con respecto al valle del Río del Plomo, el glaciar Grande del Nevado, es más peligroso porque un avance rápido puede llegar a obstruir el Río del Plomo. Existe como antecedente el aluvión catastrófico de 1934; además, un surge no es un evento único. Por lo tanto, se recomienda el estudio anual sistemático de estos dos glaciares, como forma de prevención de nuevas catástrofes asociadas a endicamientos.

Luego en (Espizúa, L.E., 1987) se coloca en forma de *Post Scriptum*: Posterior a la finalización de este trabajo, en febrero de 1985, se detecta que el glaciar Grande del Nevado ha avanzado nuevamente (3000 m con respecto a 1974), ocupando una posición similar a la que tenía en 1934, y provocando el endicamiento del Río del Plomo. Este evento confirma la clasificación de *surging glacier* que se le ha dado.

Lo expresado sobre las fluctuaciones glaciares se muestra en forma gráfica (Figura 2) obtenida de (Leiva, J.C., 2002).

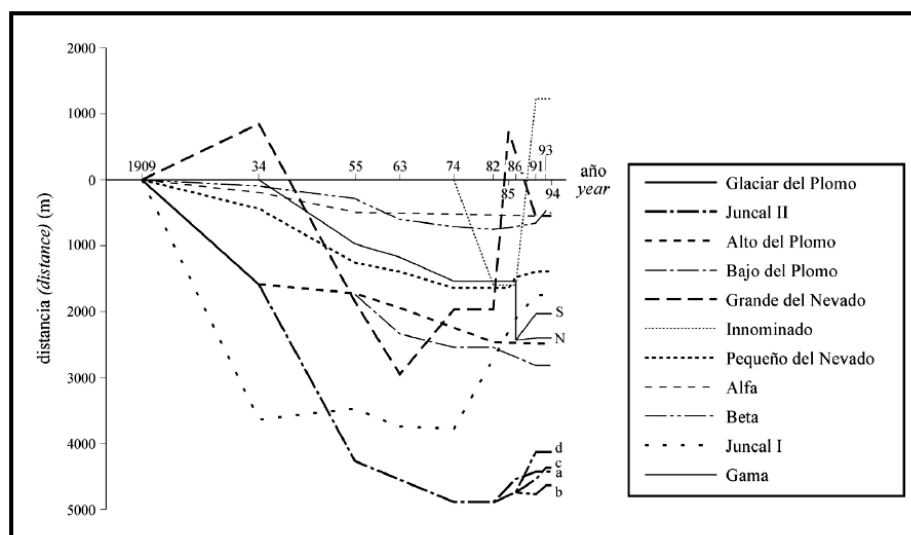


Figura 2. Evolución comparativa de los frentes de los glaciares del Río Plomo (1909-1991).

El eje vertical muestra el avance o retroceso en metros; la posición de los frentes en 1909 fue tomada como referencia inicial (Llorens and Leiva, 1995)

De (Haerberli, W.C. et al., 2015) se pudieron extraer las fotografías que muestran al Glaciar Grande del Nevado del Plomo en sus endicamientos de 1934 (Figura 3) y 1985 (Figura 4).

Según (Prieto, M.R., 1986) y (Prieto, M.R., 1985) ...si bien durante el siglo XIX no hay noticias acerca de la formación y/o ruptura de un dique natural en el valle del Río del Plomo y de la consecuente inundación, no significa la inexistencia del avance glaciar, sino más bien un escurrimiento gradual del agua contenida en el lago. Por el contrario, en el siglo XVIII, con más exactitud en 1788, se produjo un evento que podría sugerir algo parecido a la crecida de 1934. El 2 de enero de 1788 el camino que unía las ciudades de Mendoza y Santiago fue completamente destruido por un aluvión. En 1786 exploradores se encontraron con una gran laguna al descender por el Valle del Río Morado de las Toscas, esta laguna no podía ser otra cosa que un embalse

similar a la formada en el presente por el avance del glaciar. El marqués de Sobremonte escribía el 22 de enero de 1788 que se habían cortado por completo las comunicaciones entre el Virreinato del Río de la Plata y Chile a raíz de una crecida extraordinaria. Por otra parte en (Haenke, Tadeo. Viaje por el Virreinato del Río de la Plata. Col. Buen Aire, Emece. Buenos Aires, 1943) se menciona “una gran masa de agua contenida entre las cimas de los montes más altos que se abrió repentinamente un paso entre ellos”.



FIGURE 13.13 Surge of the Glaciar Grande del Nevado del Plomo across the valley of the Río del Plomo in 1934. *Helbling (1935).*

Figura 3. *Surge* del Glaciar Grande del Nevado del Plomo atravesando el valle del Río Plomo en 1934



FIGURE 13.15 Southern view of the Glaciar Grande del Nevado del Plomo surge in February 1985. The surge had come to an end and the river drained through the dam of broken ice.
Photograph by W. Haerberli.

Figura 4. Vista Sur del Surge del Glaciar Grande del Nevado del Plomo en febrero de 1985

En (King, W.D.V.O., 1934) se menciona una crecida en 1900 de $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ y en 1926 de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$.



Mapa del Archivo de Indias, realizado en 1791, que muestra la ruta principal entre Chile y nuestro país.

Figura 5. Mapa del Archivo de Indias obtenido de (Prieto, M.R., 1985)

Este proceso retroalimentario positivo produce un incremento exponencial en la descarga.

Se ha notado una relación proporcional entre el volumen del lago embalsado y el caudal máximo de la descarga. Esta relación ha llevado a varios investigadores a desarrollar ecuaciones de regresión empíricas. Sin embargo las ecuaciones de regresión solamente pueden suministrar una estimación aproximada del caudal máximo ya que esta variable está fuertemente influenciada por factores hidráulicos y porque el lago puede solamente drenar parcialmente su volumen. Para igual energía potencial en el sitio de la presa, las fallas de endicamientos glaciarios producen las descargas máximas más pequeñas por el tiempo que requiere la formación del túnel.

En (Walder, J.S. et al., 1996) se ha graficado este tipo de relación como lo muestra la Figura 7.

En esa dirección una de las expresiones más conocidas es la de Clague and Mathews (Clague, J.J. et al., 1973):

$$Q_{max} = 75.V_0^{0.67} \quad (r^2 = 0.96)$$

donde Q_{max} es el caudal máximo en m^3/s y V_0 es el volumen inicial en el lago en $10^6 m^3$. Por otra parte en (Walder, J.S. et al., 1996) obtuvieron la siguiente relación para crecidas erogadas por túneles subglaciares:

$$Q_{max} = 46.V_0^{0.66} \quad (r^2 = 0.70)$$

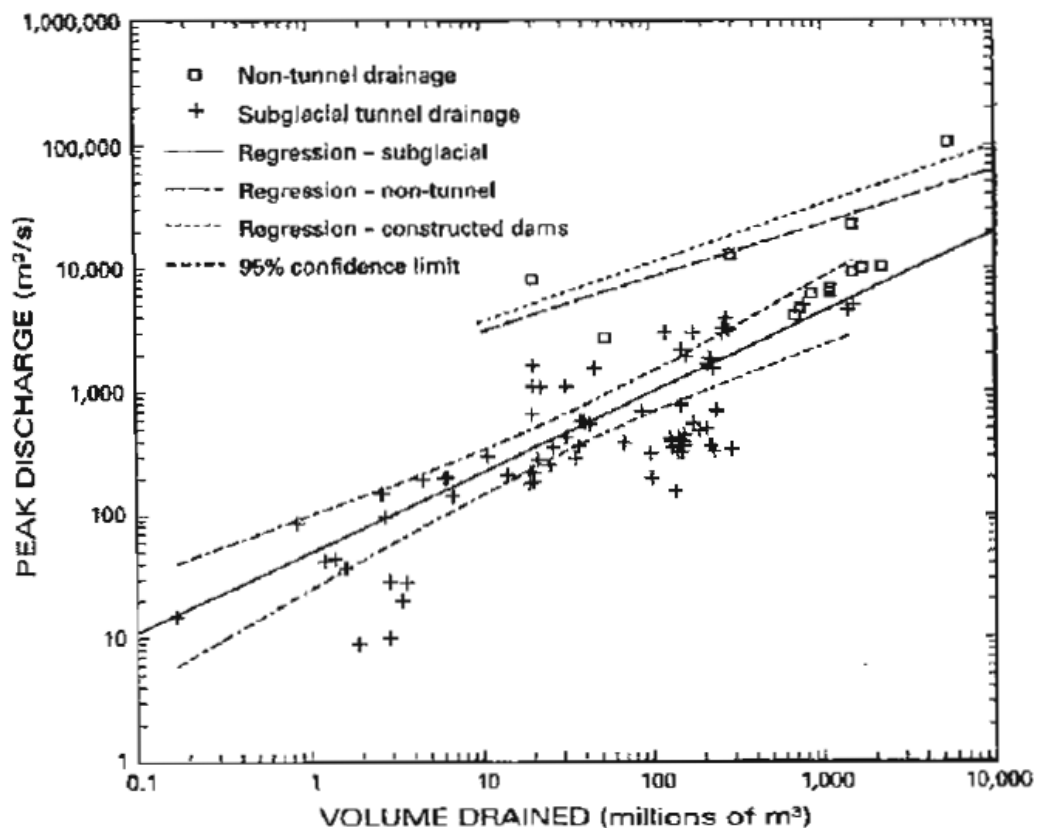


Figura 7. Relación entre volumen y caudal máximo según (Walder, J.S. et al., 1996)

En (Costa J.E. et al.1987) se desarrolló una relación entre caudales máximos y energía potencial (Figura 8). Donde para endicamientos glaciarios la ecuación de regresión es

$$Q_{max}(m^3/s) = 5.5 \cdot 10^6 \cdot PE(joules)^{0.59} \quad (r^2=0.80).$$

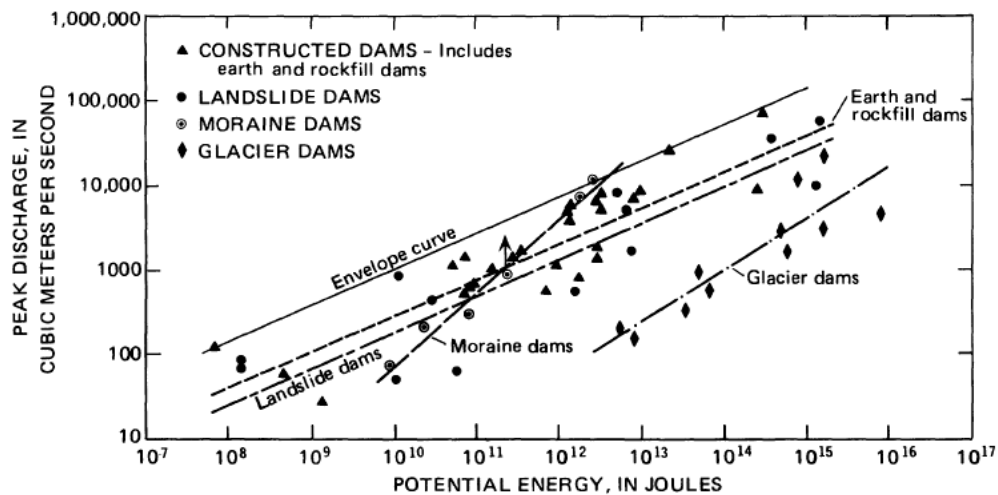


Figura 8. Relación entre caudales máximos y energía potencial según (Costa J.E. et al.1987)

2.1 EL CASO DEL ENDICAMIENTO DEL GLACIAR GRANDE DEL NEVADO EN 1934

En (King, W.D.V.O., 1934) se muestra el plano de la Figura 9 que está confeccionado del mapa del Dr. Helbling y hay un diagrama que muestra el probable contenido del lago correspondiente a cada altura del agua desde 25 hasta 100 m que es el máximo que podría tener el endicamiento cuando se formó. Cuando en febrero de 1934 el Sr. King visitó el lugar estimó la altura del embalse en ese momento en 60 m, por arriba de este nivel habían pináculos de nieve de 15 a 20 m de altura formados por deshielo. El Sr. King menciona la existencia de terrazas (Figura 13), y estimó que la más alta tenía 70 m arriba del lecho del valle. De ser así el contenido del lago podría haber sido de 55 hm³.

Como se menciona en (King, W.D.V.O., 1934) según los cálculos hechos en Punta de Vacas el volumen del lago estuvo entre 40 y 60 hm³, correspondiendo a una altura del agua en el embalse entre 60 y 70 m.

El Sr. King opinó que comparando las cifras que se tenían, es dable llegar a las siguientes conclusiones:

1. El caudal máximo de la creciente era menos de 3000 m³/s medido en Cacheuta y en el dique Cipolletti.
2. La ola de la creciente se achicó en relación a su extensión y medida en horas a la mitad entre Punta de Vacas y el dique de Luján.
3. Su volumen alcanzó entre 40 y 60 hm³ de lo que hay que descontar 2 hm³, sin importancia, que representan el caudal normal del río
4. El volumen de agua que se descargó del lago del valle del Plomo iguala a lo medido aguas abajo, por lo consiguiente tiene que ser descartada la posibilidad de que hubo otros factores tales como lluvia o un embalse en otro lugar que el que conocemos, que hubiera influido en el gran aluvión.

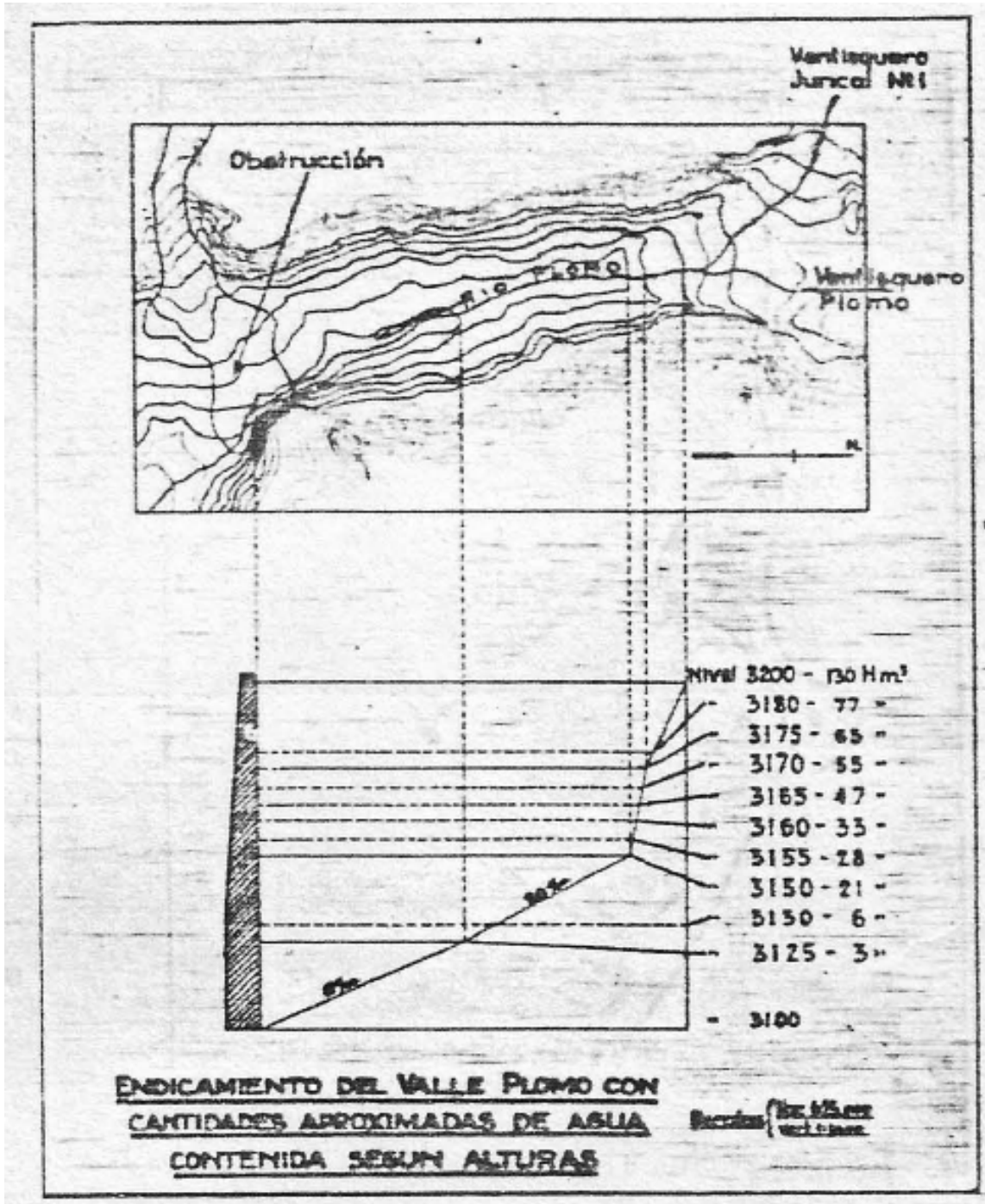


Figura 9. Endicamiento del Río Plomo en 1934 (King, W.D.V.O., 1934)



Figura 10. Fotografía desde aguas abajo del endicamiento glaciar en 1934 que muestra la pendiente del coronamiento desde margen derecha a izquierda (King, W.D.V.O., 1934)

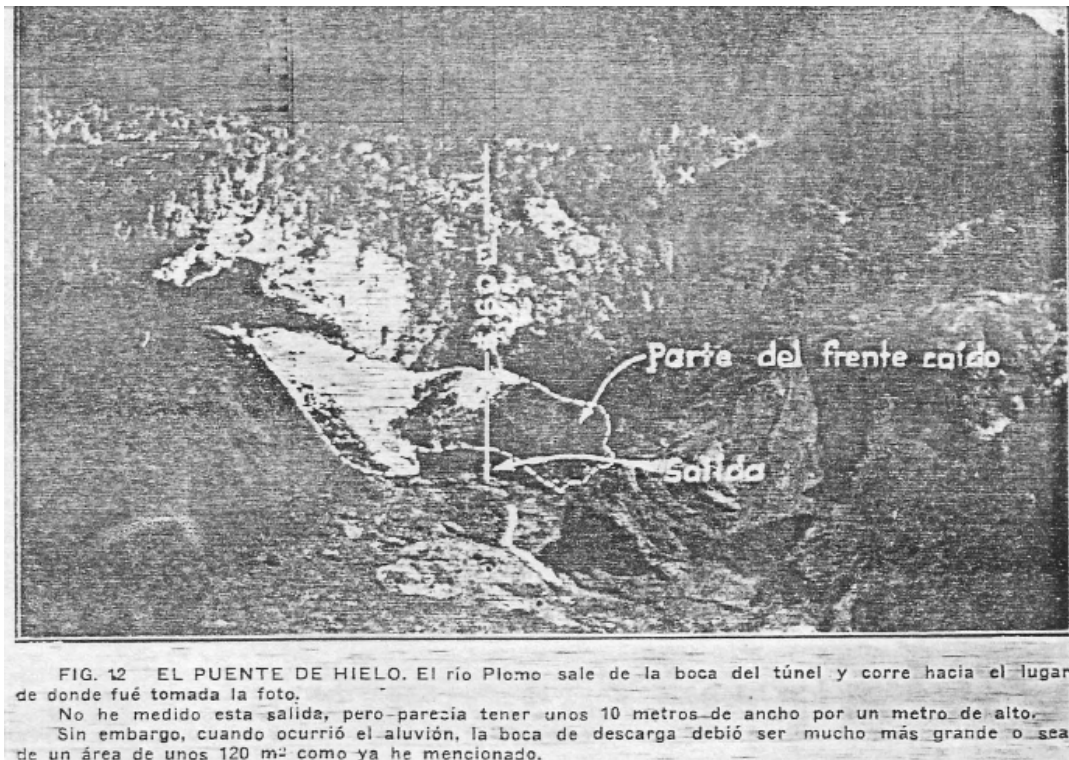


Figura 11. Fotografía desde aguas abajo del endicamiento glaciar que muestra la altura del mismo y la boca de salida del túnel (King, W.D.V.O., 1934)

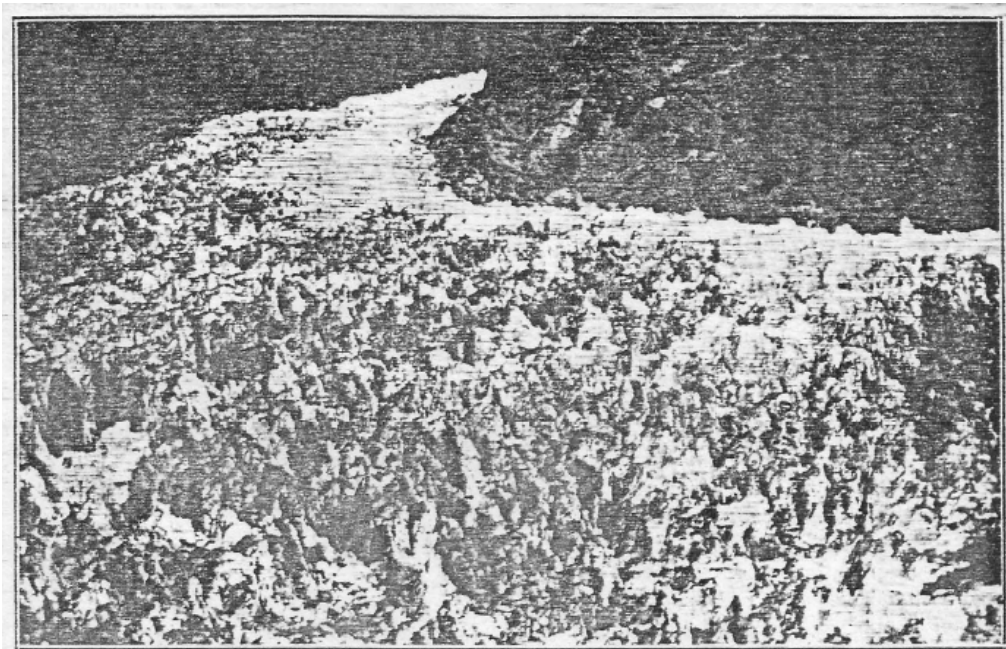


FIG. 13 El alud que causó la obstrucción

Figura 12. Fotografía del coronamiento del glaciar tomada desde margen izquierda (roca pulida)
(King, W.D.V.O., 1934)

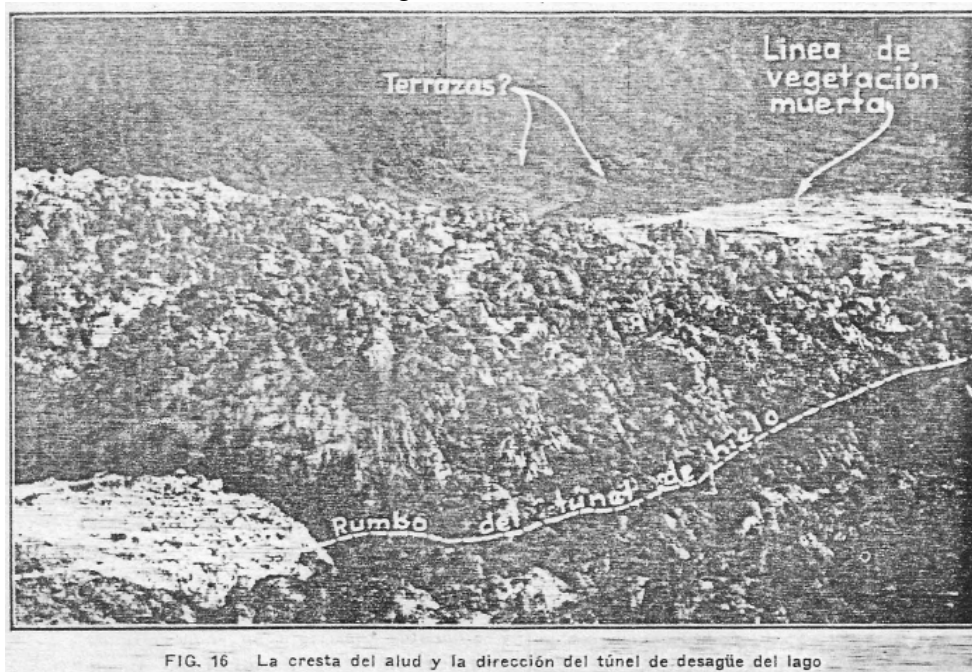


FIG. 16 La cresta del alud y la dirección del túnel de desagüe del lago

Figura 13. Fotografía del endicamiento glaciar desde margen izquierda (roca pulida) que muestra las terrazas formadas en el lago y el rumbo del túnel de descarga (King, W.D.V.O., 1934)

De (Matson, D.H., 1934) se han podido extraer las fotografías de figuras 14 a 17 que ilustran el evento de 1934:

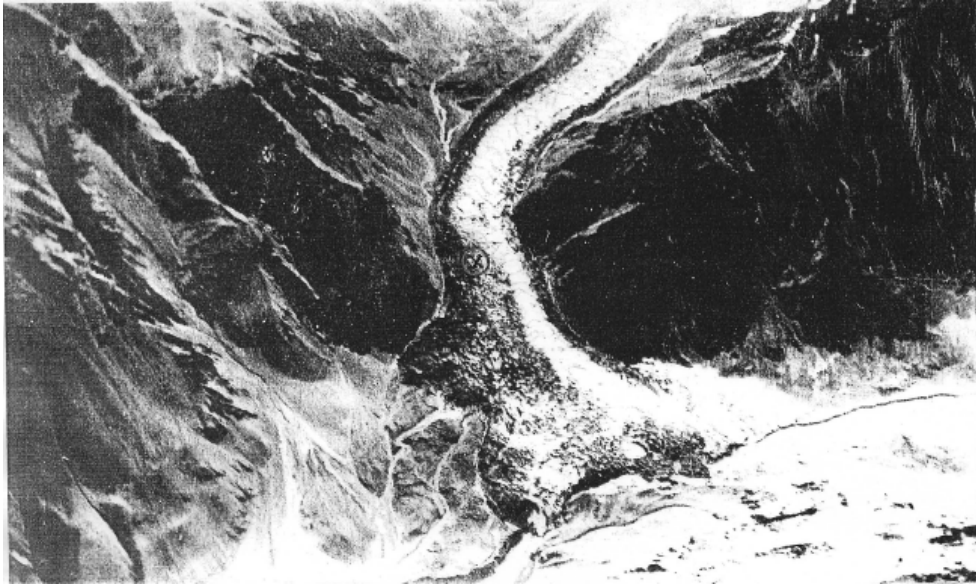


Figura 14. *Fotografía aérea tomada desde un ángulo ligeramente oblicuo, mostrando el dique de hielo (Enero de 1934) (Matson, D.H., 1934)*
Ubicación: 110 km Sur 75° Oeste de Mendoza
Ancho a lo largo del cauce del río: 600 a 750 m
Ancho del valle: aproximadamente 1 km
Altura mínima sobre el lecho del río: 60 m
Altura máxima sobre el lecho del río: 70 m



Figura 15. *Este dibujo da una clara idea del aspecto del valle del Río Plomo antes y después del aluvión del 10-11 de enero de 1934. (Matson, D.H., 1934)*



Figura 16. *Este dibujo ha sido compuesto de diversas fotografías y da cierta idea de las dimensiones del lago que se formó una vez que fue interrumpido el libre curso del río debajo del ventisquero (Matson, D.H., 1934)*



Figura 17. *El Dr. Federico Reichert frente al ventisquero del cerro Plomo durante el verano de 1909. Esta fotografía fue tomada a unos 100 m de la parte oeste del valle del río Plomo, mirando hacia el desfiladero que desde entonces ha sido cubierto por la avalancha de hielo que cayó al valle del río Plomo (Matson, D.H., 1934)*

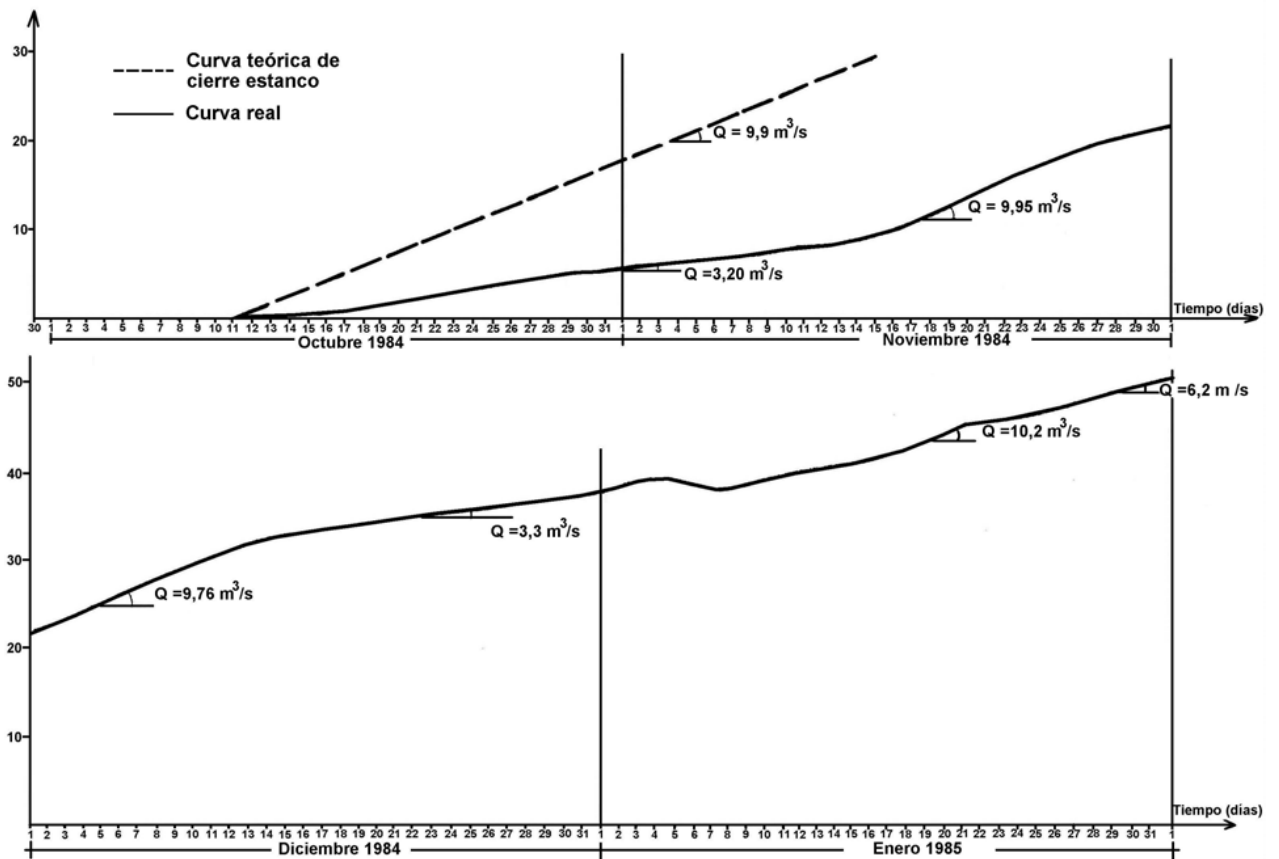
2.2 CRECIENTES DE FEBRERO-MARZO DE 1985

En (Fernández, P. et al., 1985) se describe la historia del fenómeno manifestada en los eventos de febrero-marzo de 1985:

La siguiente descripción pretende, en función de lo que hasta aquí se conoce se ha observado y se ha investigado, comprender e interpretar el fenómeno. Este desarrollo habla de una simulación retrospectiva del mismo que empalma con el suceso real de las descargas.

Por los cálculos realizados, el glaciar, en su avance hacia el valle del río del Plomo, parecería haber comenzado a obturar al río alrededor de los días 11 a 12 de octubre de 1984 como se desprende de la observación de la Figura 2.2 de volúmenes acumulados en el tiempo.

Sin embargo dicho cierre no es total, como muestra la figura, en donde la pendiente media de la curva entre los días 15 de octubre al 10 de noviembre, indica un caudal efectivo de almacenamiento de $3,20 \text{ m}^3/\text{seg}$, siendo la media del caudal del río del Plomo para esa época de $10 \text{ m}^3/\text{seg}$. Esto significa que el remanente era erogado hacia aguas abajo.



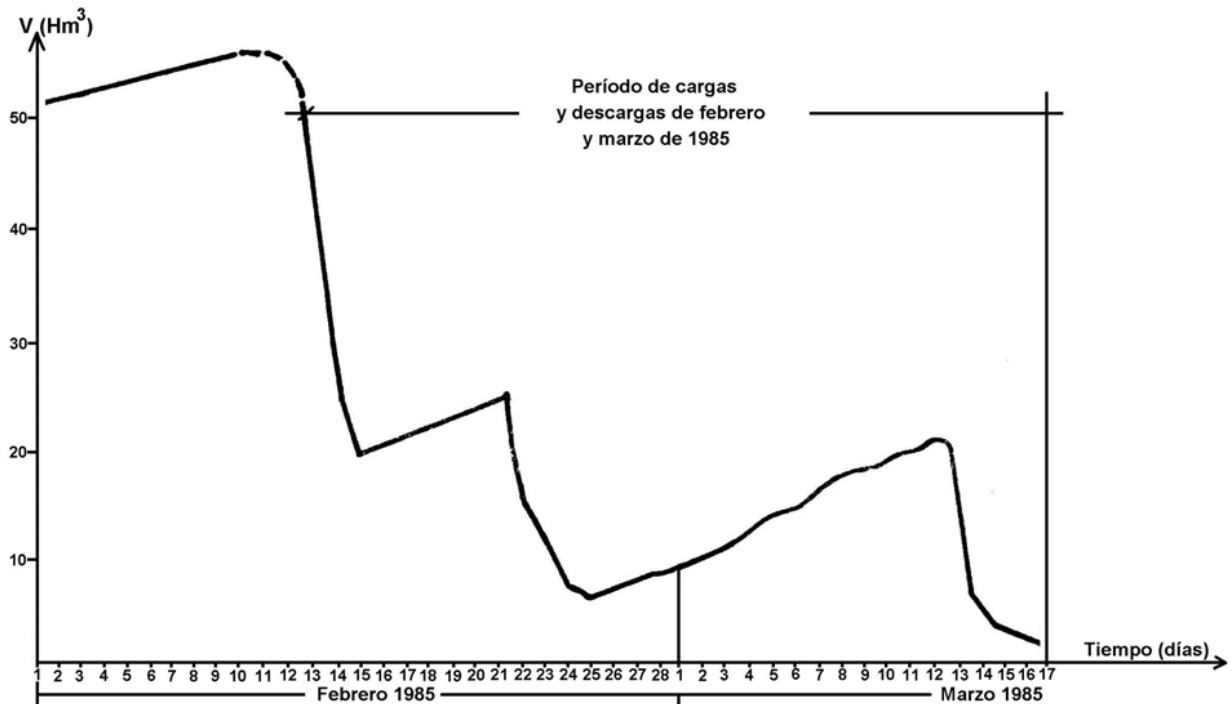


Figura 2.2. Curva de volumen de la laguna formada sobre el río del Plomo vs. tiempo

De la observación de la masa de hielo en correspondencia con las barrancas del río, para los primeros días de mayo de 1985, pudo apreciarse que el cauce había sido primeramente obturado por un manto poco espeso de morenas y que sobre él se encontraba como una muralla de hielo, identificada como tal, pues el frente del glaciar al quedarse sin apoyo al superar la barranca de margen derecha, falló y volcó sobre el curso, apoyándose en las rocas de margen izquierda. De esta manera puede pensarse, el por qué, el primer avance del glaciar sobre el cauce no produjo el cierre total del mismo, pues la masa de hielo no mantuvo su textura al llegar al río, sino que se trozó en grandes bloques, permitiéndole escurrir al agua..

Dicho cierre parcial del río del Plomo habría provocado una laguna natural, la que habría adquirido para el 11 de noviembre de 1984 un volumen de 8 hm^3 ($H = 35 \text{ m}$). Desde los días 12 al 15 de noviembre, parece provocarse un trabajo intenso en el avance del glaciar, produciéndole al río en este segundo avance un cierre prácticamente estanco.

Esta obturación, es tal, que hace que la media de los caudales del río del Plomo efectivamente almacenados entre los días 15 y 27 de noviembre corresponda a $9,95 \text{ m}^3/\text{seg}$, que según el supuesto de los $10 \text{ m}^3/\text{seg}$ para la época, podría decirse que en esos días el río del Plomo no aportó caudal al río Tupungato. Este cierre habría provocado una laguna para el 27 de noviembre de 20 hm^3 de volumen ($H = 50 \text{ m}$).

Entre los días 30 de noviembre y 2 de diciembre parece producirse otro cierre del tipo estanco. Este posible tercer avance de la masa, fue responsable también, de la obturación casi total del río del Plomo, haciendo que la media de los caudales efectivamente almacenados entre los días 2 y 13 de diciembre corresponda a $9,76 \text{ m}^3/\text{seg}$, como antes se observara puede decirse, que el río del Plomo en esos días, no aportó caudal al río Tupungato, captándolo todo la laguna. Este tercer cierre habría provocado una laguna para el 13 de diciembre, de 32 hm^3 de volumen ($H = 60 \text{ m}$).

Posiblemente entre los días 13 y 15 del mes que se trata, debido a la importante carga de agua sobre la pared de hielo, produjo canalizaciones a través de ella, haciendo que el caudal neto de

almacenamiento de la laguna resultara de $3,3 \text{ m}^3/\text{seg}$ entre el 15 y el 31, llegando para el 31 de diciembre a una capacidad de laguna de 37 hm^3 ($H = 64 \text{ m}$).

Probablemente las fallas y agrietamientos de la masa de hielo facilitaron las canalizaciones de que se habla, no permitiendo que el vaso llenara con mayor rapidez.

Sin embargo, la erosión por el pasaje del agua, el corrimiento y el asentamiento de las moles de hielo, deben haber participado también de las obstrucciones naturales. Es lógico pensar que tales descargadores, si bien se obstruían por desmoronamientos localizados, el resto de los mismos quedaban labrados, facilitándole el camino al agua cuando la presión superaba la resistencia del hielo.

Para el primero de enero de 1985 parecería haberse producido una obturación parcial del descargador, pues el volumen en la laguna repunta hasta llegar a un primer pico de $19,3 \text{ hm}^3$ ($H = 65,30 \text{ m}$) para el 4 de enero.

Entre el día 3 y el 7 de enero se generaliza una descarga, pasando el volumen de la laguna para este último día al valor de $38,2 \text{ hm}^3$ ($H = 74,6 \text{ m}$). El pico de la descarga se produce el día 5 y el mismo día es registrada en el río Tupungato en el paraje de Punta de Vacas, con un caudal medio diario de unos $97 \text{ m}^3/\text{seg}$, cuando la media del río en ese momento era de $40 \text{ m}^3/\text{seg}$. A partir del día 7 la descarga se obtura nuevamente en forma parcial, provocándose taponamientos y erogaciones progresivas, manteniendo en adelante un flujo saliente inferior al entrante, como antes se mencionara.

Este estado de las cosas continúa así, hasta aproximadamente el día 18 de enero, para el que parecía que se provocaba otra onda de avance del glaciar hacia Roca Pulida (zona donde la cabeza del mismo apoyó sobre margen izquierda del Valle del Plomo), produciendo nuevamente un cierre casi estanco del lago hasta el día 21, en el que los caudales efectivamente almacenados en el vaso corresponderían a un valor medio de $10,2 \text{ m}^3/\text{seg}$.

Desde el día 21 en adelante, el caudal efectivamente aportado por el río del Plomo para el almacenamiento en la laguna, correspondería a un valor medio de $6,2 \text{ m}^3/\text{seg}$ por lo tanto es de suponer que el resto, para completar los $10 \text{ m}^3/\text{seg}$ fueron erogados, ya sea por la fallas del hielo o por la tubificación en el contacto hielo-lecho del río. Así prosiguió el fenómeno, pasando al mes de febrero, en el que para la fecha del 12 al 12 del mismo, se acusó la máxima capacidad de la laguna, correspondiente a $56,496 \text{ hm}^3$ ($H = 75,17 \text{ m}$).

Hasta aquí se ha analizado el estudio de la simulación retrospectiva del fenómeno, desde este punto en adelante, se empalma dicha teorización con el planteo hecho para obtener la ley de desembalse de la laguna, determinadas en un principio a partir de los hidrogramas de la crecida en la estación de aforos Guido y luego, en marzo, registrada en el sitio.

Este otro planteo, totalmente ajeno al anterior, ha conducido a resultados tan próximos que da validez con cierto margen de error, a las hipótesis planteadas.

Continuando con la descripción del suceso, el día 12 de febrero de 1985 la laguna habría alcanzado su nivel máximo correspondiente a una capacidad del vaso de $54,1 \text{ hm}^3$ ($73,29 \text{ m}$), para esta fecha a las 7 horas se habría iniciado la primer descarga del mes de febrero.

Esta erogación de la laguna fue la responsable de la destrucción del limnógrafo del río Tupungato en Punta de Vacas, y la crecida acusó un pico al paso por la sección de aforos Guido de 384 m³/seg, alcanzándolo a 29,5 horas desde que la perturbación comenzó a ser percibida, correspondiendo a la descarga solamente 284 m³/seg.

El volumen de la descarga obtenido del hidrograma en Guido, acusaba 37,33 hm³, este volumen se habría desagotado entre los días 12 a las 7 horas y el 15 a las 7 horas.

Dando fe al balance de volúmenes planteado en la tabla 2.2. donde el caudal medio diario del río del Plomo es de 9,2 m³/seg, entonces podría decirse que la laguna alcanzó para el día 15, una capacidad de 19,21 hm³ equivalente a una carga teórica de agua de H = 49,48 m. Claro está, que este valor medio de 9,2 m³/seg no refleja con exactitud cuáles han sido los aportes del río del Plomo, porque como se ha visto para fechas anteriores, el río había alcanzado 9,76 m³/seg; 9,95 m³/seg y hasta 10,2 m³/seg, por lo que haría variar el valor de las cotas consideradas.

Tabla 2.2.

Fecha	Hora	Volumen en Laguna	Observaciones
12/02/85	07:00		Capacidad máxima laguna
15/02/85	07:00	$54,1 - 37,33 + 2,38 = 19,15 \text{ Hm}^3$	37,33 Hm ³ : volumen crecida 1 2,38 Hm ³ : aporte río del Plomo
21/02/85	10:00	$19,15 + 4,87 = 24,02 \text{ Hm}^3$	4,87 Hm ³ : aporte del río del Plomo
25/02/85	08:00	$24,02 - 20,7 + 3,11 = 6,43 \text{ Hm}^3$	20,70 Hm ³ : volumen crecida 2 3,11 Hm ³ : aporte río del Plomo
28/02/85	00:00	$6,43 + 2,12 = 8,55 \text{ Hm}^3$	2,12 Hm ³ : aporte río del Plomo

El valor de H = 49,48 m, que es el nivel mínimo que habría alcanzado la laguna para la primer descarga de febrero puede responder a distintas circunstancias. Una de ellas, podría estar significando que la descarga se produjo por un símil a un túnel, en el que la cota del labio de la boca de entrada se hallaba aproximadamente a 49,48 m del lecho del río, luego por derrumbes y taponamientos, la descarga habría sido obstaculizada, no pudiéndose definir si lo fue en forma estanca o no.

La otra posibilidad, es que la descarga se haya provocado a nivel del lecho del río y que por efectos de asentamientos de la masa de hielo originara taponamientos al paso del agua, cuando el nivel del lago alcanzaba el ya citado.

Luego en base a las consideraciones de un caudal medio de aporte constante hacia la laguna de 9,2 m³/seg, y de asumir como si el cierre hubiera sido en forma estanca, se llega para el día 21 de febrero a una capacidad de laguna de 24,02 hm³ (H = 53,96 m).

Este mismo día, alrededor de las 7 horas, se habría originado la segunda descarga del mes de febrero. Esta segunda erogación de la laguna fue registrada en su paso por la estación de aforos Guido, acusando el pico 361 m³/seg alcanzándose a las 2 (dos) horas desde que la perturbación comenzara a ser percibida, correspondiendo a la descarga, solamente 277 m³/seg y un volumen de crecida de 20,70 hm³.

La máxima erogación del volumen de agua de la laguna se habría producido entre las 7 horas del día 21 y las 3 joras del 22, sin embargo la descarga debe haber continuado hasta el día 25, donde

se evidencia nuevamente un cierre u obturación de la descarga. Del balance de volúmenes surge que la mínima capacidad a que llegó la laguna para dicha fecha fue de $6,3 \text{ hm}^3$ equivalente a una altura de agua sobre el lecho del río en correspondencia al glaciar, de $H = 32,11 \text{ m}$.

Como se planteara anteriormente, pueden haberse presentado dos posibilidades: una, que el labio de la vertiente se ubicara a $32,11$ metros respecto del lecho del río, con una posterior obturación en el momento que alcanzaba dicho nivel, coincidencia no descartada pero no muy convincente, y la otra, que la descarga se canalizara por el mismo posible descargador de fondo en contacto con el lecho del río que luego fuera cerrado por asentamientos de la masa de hielo. A partir del día 25 se habría provocado dicha obturación, iniciándose nuevamente un llenado de la laguna.

Desde el día 28 de febrero, comenzaron a registrarse in situ las variaciones del nivel de la laguna, permitiendo de esta manera obtener las fluctuaciones de volúmenes que sufría el lago. Mediante estos datos se representó la curva de volúmenes acumulados, desde la fecha citada, hasta la tercera y última descarga ocurrida en el mes de marzo.

De su interpretación se puede decir que el caudal medio de aporte del río del Plomo efectivamente almacenado por la laguna fue de $10,6 \text{ m}^3/\text{seg}$, que estaría indicando prácticamente un cierre estanco frente a los resultados ya obtenidos.

Para el día 12 de marzo entre las 10 y las 15 horas se registra el máximo nivel de la laguna, correspondiendo para tal, un volumen de 21 hm^3 ($H = 50,50 \text{ m}$). Desde ese momento, se inicia la descarga, erogando en un día algo de 14 hm^3 , continuando el vertido lentamente y llegando para el día 16 a un volumen de $1,6 \text{ hm}^3$. Si bien, para ese día, el personal fue retirado del lugar, la curva de los volúmenes acumulados muestra hasta entonces una recesión notoria, tendiente al vertido paulatino del lago. No obstante, a los efectos del cálculo, se consideró que la laguna descargó inicialmente, hasta dejar un volumen remanente de $1,6 \text{ hm}^3$ lo que equivaldría a un valor de $H = 18,90 \text{ m}$, y que luego prosiguió en el tiempo hasta vaciarse. Esta erogación, fue registrada en la estación de aforos Guido con un pico total de $263 \text{ m}^3/\text{seg}$ el día 13 de marzo a las 15 horas lográndose el mismo a 7 (siete) horas después de que la perturbación comenzara a manifestarse. El caudal pico proveniente de la crecida fue de $184 \text{ m}^3/\text{seg}$.

Al igual que para las descargas anteriores, se habla también de dos posibilidades en el modo de erogar los caudales. En la campaña del 26 de abril al 2 de mayo al lugar, se observó desde aguas arriba y en correspondencia con la pared de hielo, una caverna labrada en la masa blanca, en la que el fondo de la misma lo constituía el lecho de río.

La sección de esta boca de entrada era del tipo elíptico con una adaptación gradual desde las paredes exteriores hacia el túnel, sus dimensiones estaban en el orden de 2 a 3 metros de diámetro vertical y de 5 a 7 metros de diámetro horizontal. Esto estaría indicando posiblemente, que todas las descargas erogaron a través de un mismo descargador, pero que las obstrucciones del mismo fueron tan consecuentes que no le permitieron adquirir dimensiones que condujera a la formación de un túnel de las características del formado para la crecida del 10 al 11 de enero de 1934.



Figura 18. Glaciar Grande del Nevado del Plomo atravesando el cauce del Río Plomo en 1985

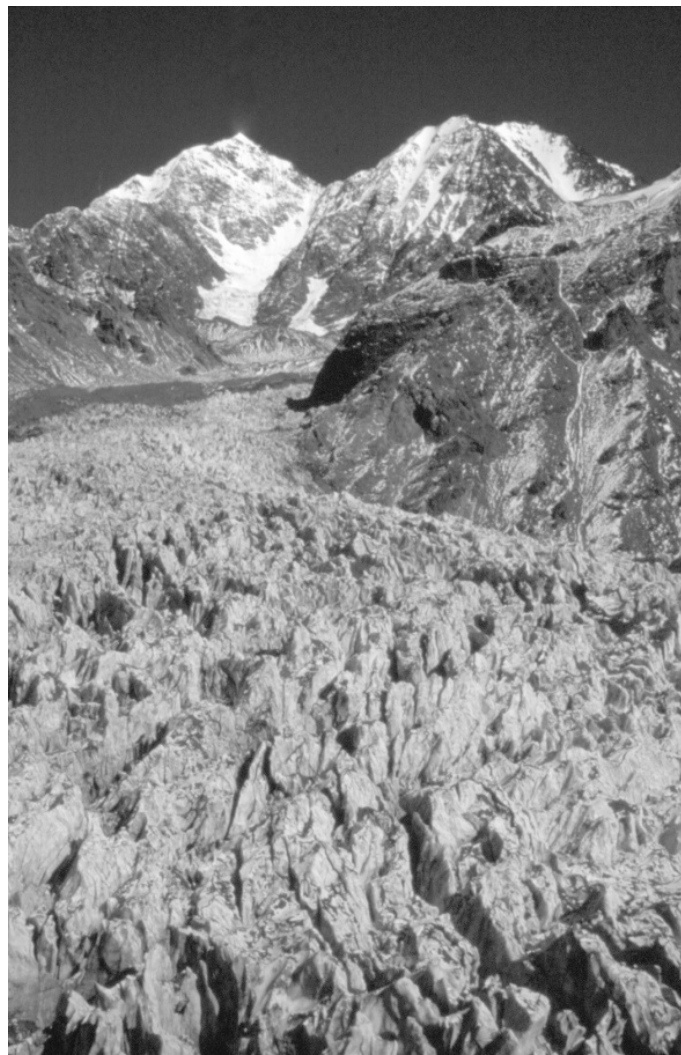


Figura 19. Coronamiento del endicamiento del Glaciar Grande del Nevado del Plomo en 1985

2.3 EL CASO DEL ENDICAMIENTO DEL GLACIAR GRANDE DEL NEVADO EN 2007

En 2007 el Glaciar Grande del Nevado experimentó un nuevo avance, atravesó el valle del río del Plomo pero no formó ningún lago debido a la presencia de un túnel subglaciar (figuras 20 y 21).

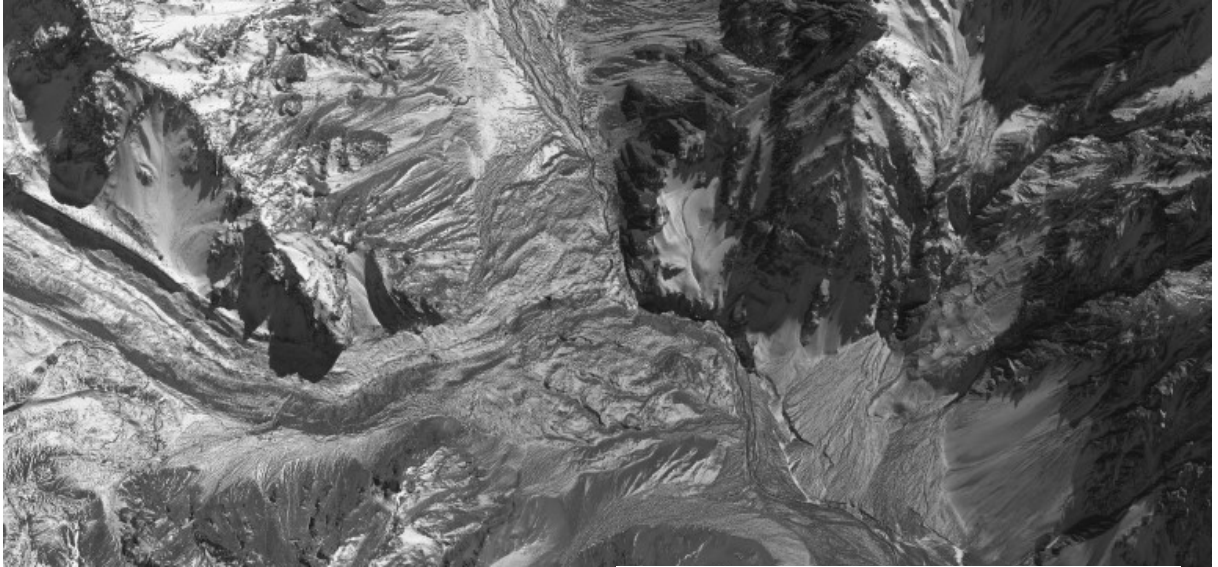


Figura 20. Imagen satelital obtenida desde el buscador de imágenes Bing Maps. Se puede observar como el Glaciar Grande del Nevado atraviesa el valle del Río Plomo

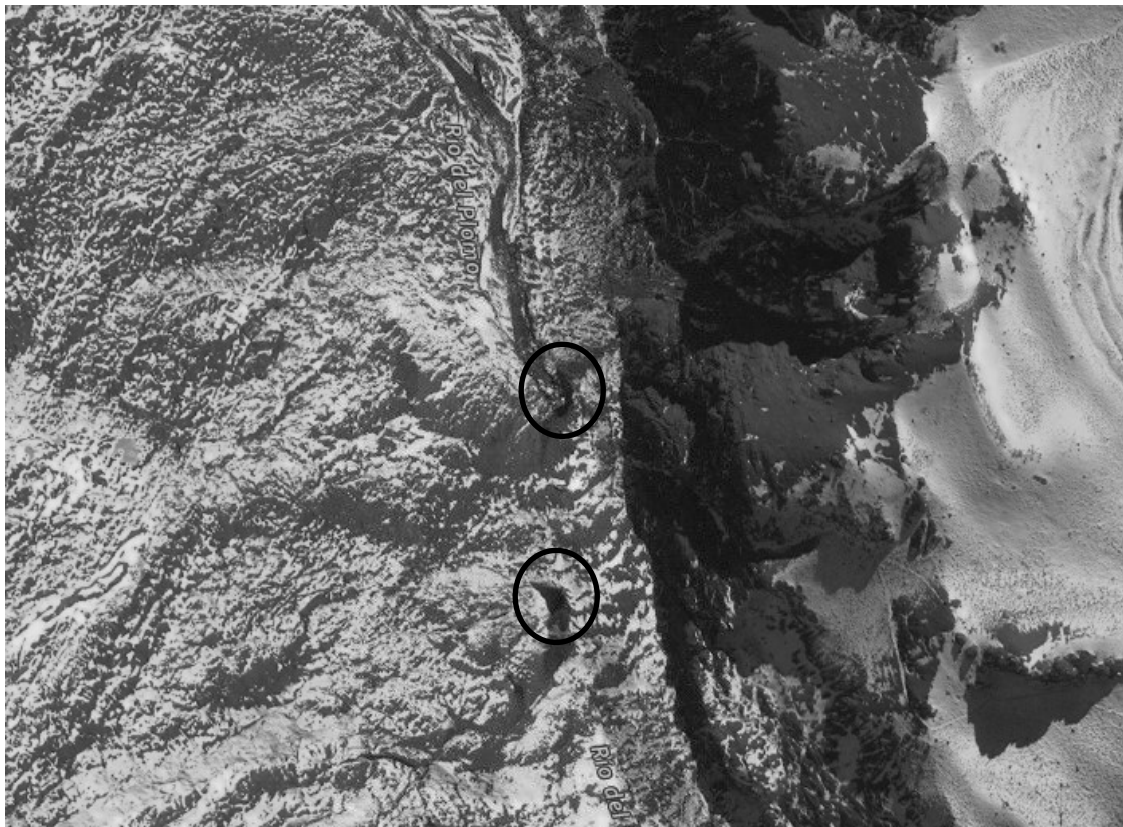


Figura 21. Imagen satelital obtenida desde el buscador de imágenes Bing Maps. Se puede observar en las marcas con círculos la entrada y salida del túnel subglaciar.

3. SIMULACIÓN MATEMÁTICA DE LA ROTURA DEL GLACIAR

En (Nye, 1976) se analiza la física de las crecidas repentinas. La concordancia entre la teoría y las observaciones es prometedora y sugiere la posibilidad de que la teoría pueda eventualmente predecir hidrogramas y caudales máximos para cualquier embalse de esta naturaleza. Este modelo teórico es utilizado para calcular el hidrograma de la descarga del embalse glaciar producido por el endicamiento del Glaciar Grande del Nevado del Plomo.

El modelo de Nye está basado en las ecuaciones para la geometría del túnel (1), de continuidad (2), de conservación de la energía (3) y de la transferencia calórica (4) respectivamente.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{m}{\rho_i} - K_0 \cdot S \cdot (p_i - p)^n \quad p < p_i \quad (1)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{m}{\rho_w} - \frac{\partial Q}{\partial s} \quad (2)$$

$$Q \left(-\frac{\partial \phi}{\partial s} \right) - \rho_w c_w S \frac{d\theta_w}{dt} = mL + mc_w (\theta_w - \theta_i) \quad (3)$$

$$0.205 \left(\frac{2Q\rho_w}{\pi^{1/2} S^{1/2} \eta} \right)^{4/5} \cdot k_w (\theta_w - \theta_i) = mL + mc_w (\theta_w - \theta_i) \quad (4)$$

y la fórmula empírica de Gauckler-Manning relacionando la sección transversal del túnel y el gradiente potencial del fluido con la descarga de agua.

$$Q = \frac{S^{4/3} (-\partial \phi / \partial s)^{1/2}}{N^{1/2}}$$

$$\text{siendo: } \frac{\partial \phi}{\partial s} = \frac{\partial}{\partial s} (\rho_w g z + p)$$

En la Tabla 3 se hace la descripción de los parámetros y variables.

El modelo de Nye ha sido modificado (Clarke, G.K.C., 1982) de tal manera que se contempla la geometría del embalse y la contribución de la lenta fluencia del hielo para el cerramiento del túnel de descarga.

1. Se postula que la interrelación entre la fusión y el lento cierre por fluencia plástica en la región de la obturación del túnel controla la evolución del fenómeno de descarga repentina
2. Se asume que el túnel tiene una sección circular a lo largo de todo su desarrollo y con coeficiente de Manning constante
3. Siguiendo a Nye se reemplaza $(-\partial \phi / \partial s)$ por su promedio espacial $(\rho_w g z_w / l_0)$ donde la cota de agua en el lago $z_w(t)$ es variable en el tiempo
4. Se asume que el cierre por fluencia plástica del túnel está gobernado por la ley de flujo de Glen
5. En la obturación del túnel se evalúa la presión de sobrecarga del hielo como $p_i = \rho_i g h_i$, donde h_i es el espesor del hielo en el sitio de la obturación del túnel.

6. La presión del agua en el sitio de la obturación del túnel es calculada como presión hidrostática: $p_w = \rho_w g h_w(t)$, donde $h_w(t) = z_w(t) - z_1$ siendo z_1 la cota de la obturación del túnel
7. Se asume que el lago es isotermal, es decir que la temperatura del agua θ_w no es variable en el tiempo

Tabla 3. Descripción de variables, parámetros y constantes

VARIABLES	SÍMBOLO	VALOR	UNIDAD
Parámetros físicos			
Espesor del hielo en la embocadura	h_i		m
Volumen del lago inicial	V_0		m^3
Altura inicial del nivel de agua en el lago sobre la embocadura	h_0		m
Altura inicial del nivel de agua en el lago sobre la salida del tunel de drenaje	$Z_w(0)$		m
Longitud de l tunel	l_0		m
Coefficiente de rugosidad de Manning	n'		$m^{-1/3} s^{-1}$
Temperatura del agua en el lago	θ_{lago}		$^{\circ}C$
Temperatura del hielo	θ_i		$^{\circ}C$
Constantes físicas			
Exponente de la ley de flujo	n	3	
Coefficiente de la ley de flujo	B	2.16E-24	$Pa^{-3} s^{-1}$
Calor latente de fusión	L	333.5	$kJ kg^{-1}$
Calor específico del agua	c_w	4.2177	$kJ kg^{-1} ^{\circ}C^{-1}$
Conductividad térmica del agua	k_w	0.558	$W m^{-1} ^{\circ}C^{-1}$
Viscosidad del agua	η	1.787E-03	$kg m^{-1} s^{-1}$
Densidad de l hielo	ρ_i	900	$kg m^{-3}$
Densidad del agua	ρ_w	1000	$kg m^{-3}$
Aceleración de la gravedad	g	9.8	$m s^{-2}$
Cantidades adicionales y términos			
Constante definida por Nye (1976)	K	$\hat{=} 2B3^{(n+1)/2} / n^n$	
Constante definida por Nye (1976)	N	$\hat{=} (S/R^2)^{2/3} \rho_w g n'^2$	$kg m^{-1} s^{-2}$
Calor latente de fusión efectivo para hielo	L'	$\hat{=} L$	$kJ kg^{-1}$
Presión del hielo	p_i	$\hat{=} \rho_i g h_i$	$kg m^{-1} s^{-2}$
Gradiente del flujo potencial	$[-\partial\phi/\partial s]$	$\hat{=} \rho_w g Z_w(t)/l_0$	$kg m^{-1} s^{-2}$

Introduciendo estas suposiciones se puede escribir:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{S^{4/3} \langle -\partial\phi/\partial s \rangle^{3/2}}{\rho_i L N^{1/2}} + \frac{0.205 \cdot S^{2/3}}{\rho_i L'} \left(\frac{2\rho_w}{\eta} \right)^{4/5} \left(\frac{\langle -\partial\phi/\partial s \rangle}{\pi N} \right)^{2/5} k_w (\theta_{LAKE} - \theta_i) - K_0 \cdot S \cdot p_i^n \left(1 - \frac{\rho_w h_w(t)}{\rho_i h_i} \right)^n$$

para la sección transversal del túnel cerca de la obturación, y como se estableció en las suposiciones:

$$\begin{aligned}\langle -\partial\phi/\partial s \rangle &= \rho_w g z_w(t) / l_0 \\ N &= \left(\frac{S}{R_H^2} \right)^{2/3} \rho_w g n^2 \\ K_0 &= 2B3^{(n+1)/2} / n^n\end{aligned}$$

La descarga está sencillamente relacionada al cambio temporal de volumen en el lago:

$$\frac{dV}{dt} = Q_{IN} - Q_{OUT} - Q$$

donde:

$$Q = \frac{S^{4/3} \langle -\partial\phi/\partial s \rangle^{1/2}}{N^{1/2}}$$

Q_{IN} es el caudal de entrada al lago y Q_{OUT} es la pérdida del caudal de agua normal y la evaporación.

Además hay que contemplar para la resolución de estas ecuaciones la relación cota-volumen del lago:

$$h_w = h_w(V)$$

3.1 FORMULACIÓN ADIMENSIONAL

En (Clarke, G.K.C., 1982) se realiza una formulación adimensional que simplifica la formulación asumida para la simulación matemática de rotura del glaciar.

Se definen las variables adimensionales:

- ✓ Profundidad en el lago: $h^* = h_w(t)/h_0$
- ✓ Volumen del lago: $V^* = V(t)/V_0$

y se asumen las siguientes suposiciones:

1. Las variables Q_{IN} y Q_{OUT} se asumen insignificantes frente a los valores Q del hidrograma de descarga
2. El decrecimiento temporal del gradiente potencial del flujo $\langle -\partial\phi/\partial s \rangle$ es insignificante, por lo tanto se lo toma como constante
3. Se considera que la flotación del hielo en el sitio de la obturación del túnel es el efecto disparador de su formación y consecuente descarga abrupta. En consecuencia $\rho_i h_i = \rho_w h_0$ en el comienzo del proceso y el término $\left(1 - \frac{\rho_w h_w(t)}{\rho_i h_i} \right)^n$ se puede simplificar como $(1 - h^*)^n$
4. La función cota-volumen del embalse $h_w(V)$ puede expresarse simplemente como $h_w(t)/h_0 = (V(t)/V_0)^M$ siendo en variables adimensionales $h^* = V^{*M}$. El parámetro M se deduce de un ajuste por mínimos cuadrados de la relación cota-volumen.

También se definen la siguientes variables adimensionales:

- ✓ Sección transversal del túnel: $S^* = S/S_0$
- ✓ Tiempo: $t^* = t/t_0$
- ✓ Descarga: $Q^* = Q/Q_0$

En base a un detallado análisis dimensional se puede encontrar que:

$$S_0 = \frac{V_0 \langle -\partial\phi/\partial s \rangle}{\rho_i L'}$$

$$t_0 = \frac{(\rho_i L')^{4/3} N^{1/2}}{V_0^{1/3} \langle -\partial\phi/\partial s \rangle^{11/6}}$$

$$Q_0 = \frac{V_0^{4/3} \langle -\partial\phi/\partial s \rangle^{11/6}}{(\rho_i L')^{4/3} N^{1/2}}$$

Variables que se pueden interpretar como:

Q_0 = es la máxima descarga si los términos de temperatura del agua y cierre por fluencia plástica del túnel se consideran despreciables

S_0 = es la sección del túnel que se requiere para evacuar Q_0

t_0 = es el tiempo que se requiere para evacuar V_0 con una descarga igual a Q_0

Por último se definen las siguientes cantidades adimensionales:

$$\alpha = \frac{K_0 N^{1/2} p_i^n (\rho_i L')^{4/3}}{V_0^{1/3} \langle -\partial\phi/\partial s \rangle^{11/6}}$$

$$\beta = 0.205 \cdot \left(\frac{\rho_i L'}{V_0} \right)^{2/3} \left(\frac{2\rho_w}{\pi^{1/2} \eta} \right)^{4/5} \frac{N^{1/10}}{\langle -\partial\phi/\partial s \rangle^{53/30}} k_w (\theta_{LAKE} - \theta_i)$$

donde:

α : parámetro de cierre del túnel. Caracteriza la importancia relativa al cierre por fluencia plástica del túnel que controla el desarrollo del mismo o su cierre. Si $\alpha=0$ no hay cierre por fluencia plástica del túnel.

β : parámetro de temperatura del lago. Caracteriza la importancia relativa de la temperatura del lago en el control del desarrollo del túnel. Si $\beta=0$ las temperatura del lago y del hielo son idénticas y consecuentemente no hay energía térmica disponible para fundir el hielo.

En base a las anteriores definiciones se pueden escribir las siguientes ecuaciones en forma adimensional :

$$\frac{dS^*}{dt^*} = S^{*4/3} + \beta \cdot S^{*2/3} - \alpha \cdot S^* [1 - V^*(t^*)^M]^n$$

$$\frac{dV^*}{dt^*} = -S^{*4/3}$$

Es decir que la descripción matemática del fenómeno se ha simplificado involucrando tres números adimensionales: M que describe la geometría del embalse y α y β que describen la importancia del cierre por fluencia plástica del hielo en el túnel y de la temperatura del lago respectivamente. Esta formulación matemática fue implementada en MS EXCEL®.

La forma típica del hidrograma desarrollado por estos fundamentos teóricos es la que se visualiza en la Figura 22, y que resume el proceso físico: en la medida que se desarrolla el drenaje del lago, la presión del agua en el túnel cae y el cierre por fluencia plástica del hielo domina a la fusión de agrandamiento progresiva. Un cierre rápido o colapso del túnel puede interrumpir el escurrimiento, aún si el lago no se ha vaciado. El hidrograma típico de este fenómeno tiene una rama ascendente exponencial (a causa del progresivo agrandamiento del túnel) y una rama descendente de abrupta caída que refleja un rápido cierre del conducto.

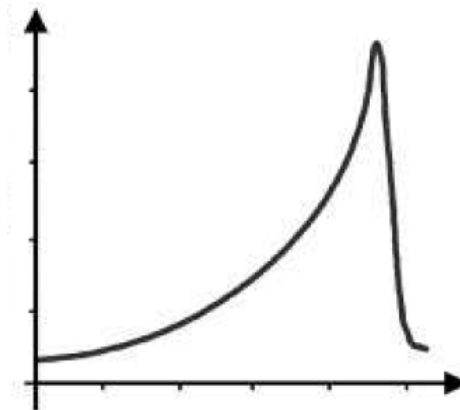


Figura 22. Forma típica del hidrograma generado a través de un túnel subglaciar

3.2 CALIBRACIÓN DEL MODELO CON EL EVENTO DE ENERO DE 1934.

Para calibrar el modelo se seleccionó el evento de 1934 porque es la creciente más importante ya que entra en la categoría de onda abrupta de grandes caudales.

Para la calibración del modelo con el evento de 1934 se tuvo en cuenta la siguiente información:

- En (King, W.D.V.O., 1934) se expresa que *Se estimó la altura del lago entre 60 y 70 m, que corresponden a 33 y 55 hm³ respectivamente. Según los cálculos hechos en Punta de Vacas el volumen fue de 40 a 60 hm³.*

- Según (Fernández, P.C. et al., 1991) el caudal máximo erogado fue de $2700 \text{ m}^3/\text{s}$ y la sección final del túnel fue de 225 m^2
- En base a la fotografía (Haerberli, W. et al., 2015) de la Figura 23 se asumió que la sección del túnel era de forma semielíptica (Figura 24) con un radio menor $s = 11 \text{ m}$ y radio mayor $r = 16 \text{ m}$, dando así una sección de 276.3 m^2 , y una relación $r/s = 1.5$.

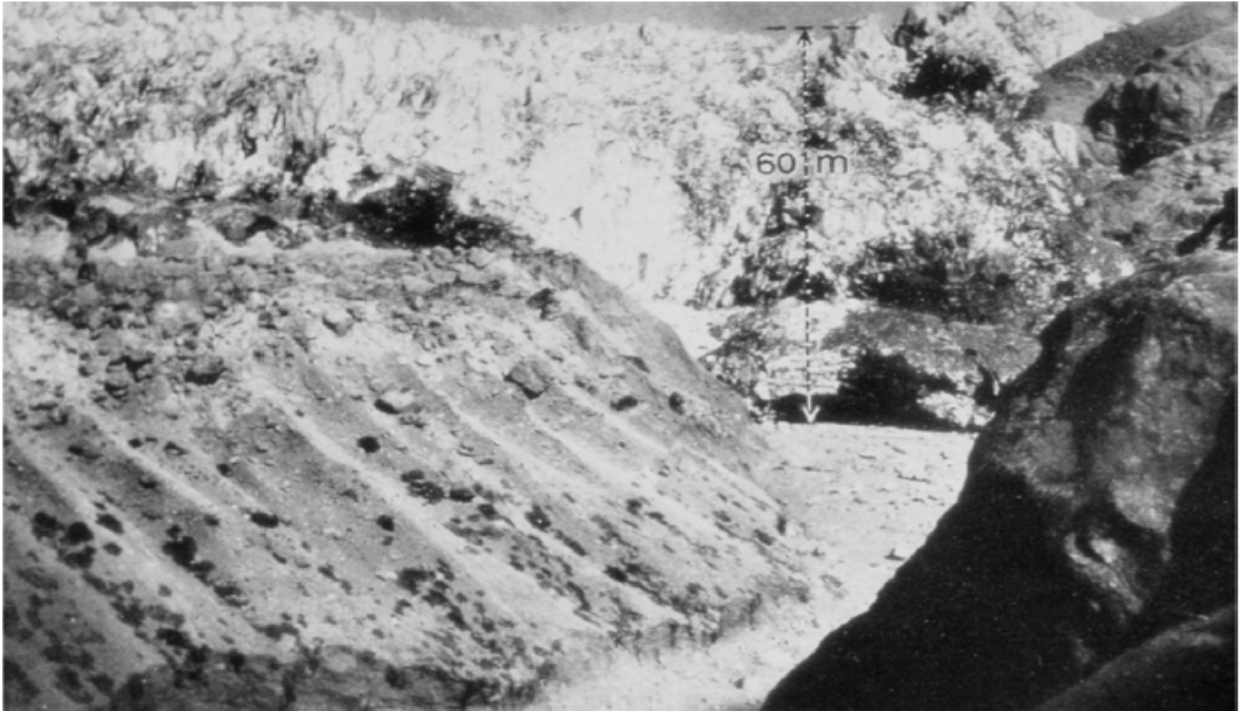


FIGURE 13.14 Sixty meters thick ice cover with pinnacles over the former moraine at the outcrop (right) known as “Roca Pulida” (glacial-polished rock). Photograph of the Argentine Transandino Railway Company taken in 1934 by W.D. King.

Figura 23. Fotografía desde aguas abajo que muestra la altura del glaciar en 1934 y de donde se pueden estimar las dimensiones de la boca de salida del túnel

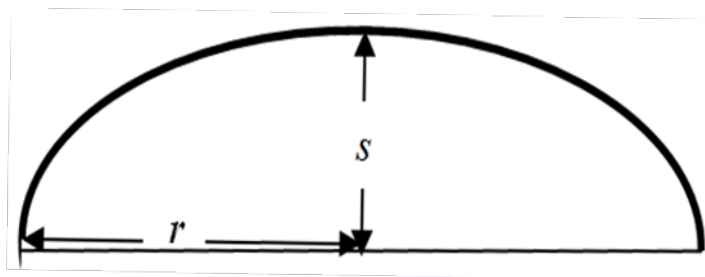


Figura 24. Sección semielíptica del túnel

donde la superficie S y el perímetro P de la semielipse se calculan como:

$$S = \frac{\pi \cdot r \cdot s}{2}$$

$$P \approx \frac{\pi \left[3(r + s) - \sqrt{(3r + s)(r + 3s)} \right]}{2} + 2r$$

- Según la Figura 9 en 1934 había la siguiente relación altura- volumen en el lago:

Tabla 4. Relación cota –volumen del lago glaciario en 1934

H (m)	Volumen del lago (Hm ³)
0	0
25	3
30	6
50	21
55	28
60	33
65	47
70	55
75	65
80	77
100	130

de la ecuación de regresión de la Figura 25 se pudo extraer un valor de $M= 0.3697$

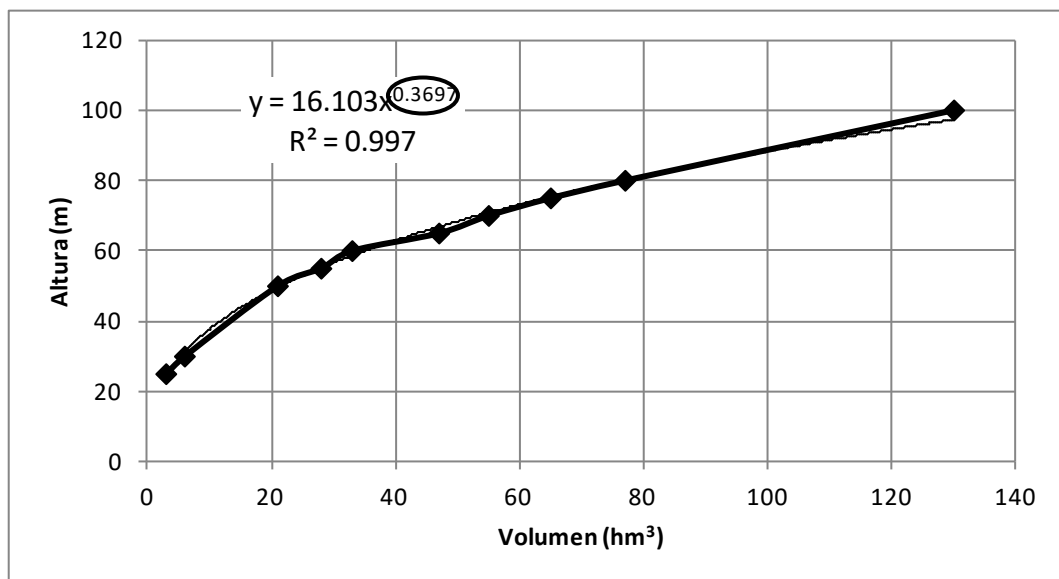


Figura 25. Relación cota-volumen del lago glaciario en 1934

- Se seleccionó luego de un proceso iterativo un volumen inicial en el lago de $V_0= 40$ hm³ al que le corresponde una altura de nivel de agua de $h_0=61.46$ m. Como uno de los factores disparadores de la rotura del endicamiento glaciar es la flotación, se asumió que la altura del glaciar h_i era tal que $h_0=0.9 h_i$, en consecuencia es $h_i = 68.29$ m.

La altura inicial del nivel de agua en el lago sobre la salida del túnel de drenaje, $Z_w(0)$, se calcula considerando que la pendiente del Río Plomo en el lugar del endicamiento es 3% y que el espesor del endicamiento glaciar es $l=600$ m, luego $Z_w(0)= h_0 + 0.03 l= 79.46$ m.

Asumiendo que la temperatura del hielo es $\theta_i = 0^\circ\text{C}$, quedan solamente dos variables a considerar en el proceso de calibración:

- ✓ temperatura del agua en el lago: θ_{lago}
- ✓ coeficiente de rugosidad del túnel de descarga: n'

Utilizando el complemento *Solver*® de MS EXCEL®, con un paso de tiempo $\Delta t = 5$ min, asumiendo un caudal máximo erogado de $2700 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fernández, P.C. et al., 1991) y considerando las siguientes restricciones obtenidas de la bibliografía consultada:

$$1^\circ\text{C} < \theta_{lago} < 7^\circ\text{C}$$

$$0.040 < n' < 0.090$$

se obtuvieron como producto del proceso de calibración:

- ✓ $\theta_{lago} = 2^\circ\text{C}$
- ✓ $n' = 0.069$

El modelo así calibrado desarrolló el hidrograma y evolución de la sección del túnel que se muestran en Figura 26 y el desarrollo temporal del drenaje del lago embalsado en Figura 27.

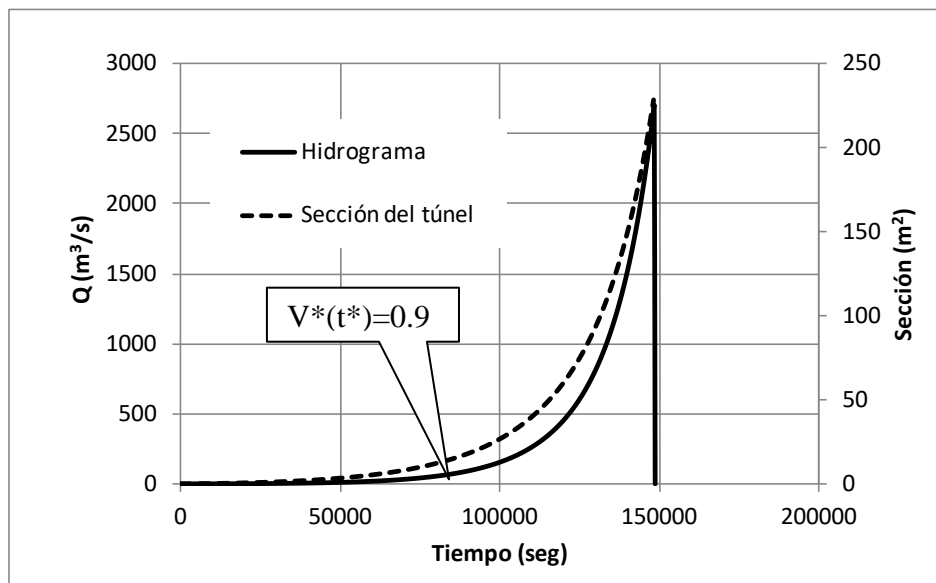


Figura 26. Hidrograma y evolución de la sección del túnel según modelo calibrado con el evento de 1934

Como se puede apreciar en el hidrograma, desde el comienzo del proceso de simulación, los valores de caudales son insignificantes hasta un cierto tiempo. Se ha podido inferir que los valores de caudales tienen cierta significancia a partir de $V^*(t) = 0.99$ donde $t = 66300$ s y $Q = 26.6 \text{ m}^3/\text{s}$, en consecuencia la duración del hidrograma “significativo” es de 22.75 hrs.

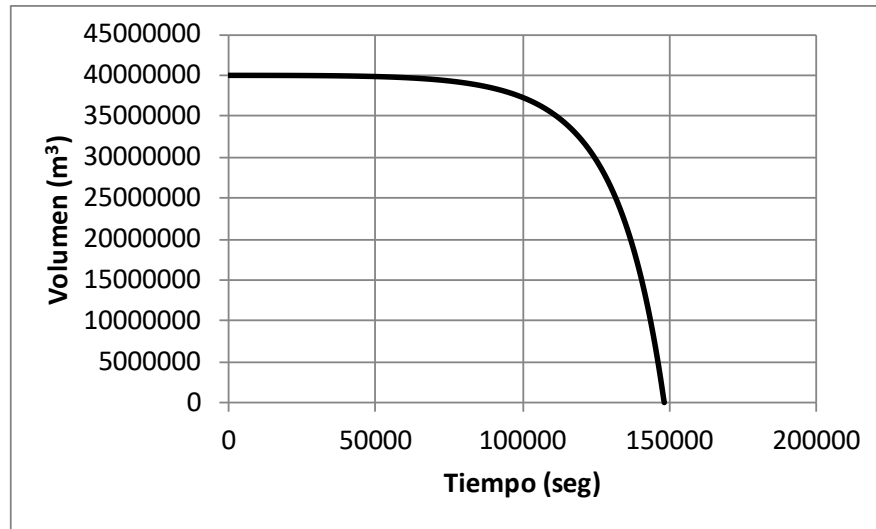


Figura 27. Desarrollo del drenaje del lago embalsado según modelo calibrado con el evento de 1934

También se ha podido obtener que la sección máxima del túnel de sección semielíptica fue de $S_{max} = 228.73 \text{ m}^2$ (17% menor que la estimada desde la fotografía de Figura 23) y en consecuencia:

- radio mayor $r = 14.78 \text{ m}$ (8% menor que el estimado desde la fotografía de Figura 23)
- radio menor $s = 9.86 \text{ m}$ (10% menor que el estimado desde la fotografía de Figura 23)
- perímetro $P = 68.64 \text{ m}$
- radio hidráulico $R_h = 3.33 \text{ m}$

Se puede concluir que el modelo de simulación fue calibrado con el caudal máximo de descarga, sin embargo se obtuvo una suerte de validación con la sección del túnel que el modelo desarrolló. También es de recalcar que en (Fernández, P.C. et al., 1991) se menciona que la sección del túnel es de 225 m^2 .

3.3 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE VARIABLES Y PARÁMETROS

Previamente a la generación de la crecida de diseño se realizó un análisis de sensibilidad de variables y parámetros a efectos de inferir la importancia de la variación de tales valores.

Para este análisis y para la generación de la crecida de diseño se utilizó la relación cota-volumen del lago de Tabla 5 según (Fernández, P. et al., 1985) cuya determinación se ha considerado más actual y real que la de 1934. Se pudo obtener de la regresión de Figura 28 el coeficiente $M = 0.3853$.

Tabla 5. Relación cota –volumen del lago glaciar en 1985

H (m)	0.00	20.00	25.00	30.00	36.00	40.00	45.00	47.40	50.00	51.70	54.00	56.00	58.00	62.00	65.50	72.40	75.00	75.17	81.69	82.10
V (hm ³)	0.00	2.00	3.00	5.00	8.50	11.00	15.00	17.50	20.00	22.50	25.00	27.50	30.00	35.00	40.00	50.00	56.22	56.49	70.00	70.68

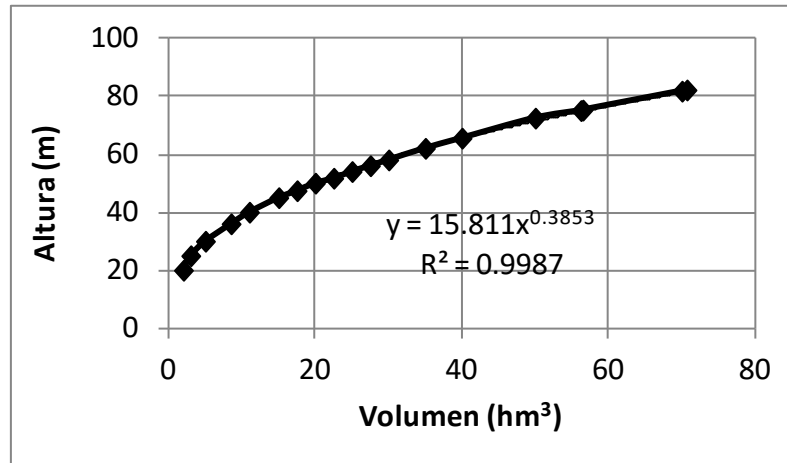


Figura 28. Relación cota-volumen en el embalse sobre el río del Plomo causado por el Glaciar Grande del Nevado del Plomo en 1985

1. En un primer análisis el procedimiento consistió en **variar la altura del glaciar h_i** , dejando fijos los valores de:
 - ✓ $\theta_{lago} = 2^\circ\text{C}$
 - ✓ $n' = 0.069$

obtenidos en la calibración del modelo. Tal variación se consideró con un rango entre 70 y 80 m debido a que con tales valores la pendiente J del coronamiento del glaciar que se había registrado en 1934 (Figura 10) y 1985 (Figura 4) no se alteraba demasiado (Tabla 6). Este concepto está vinculado a que al glaciar en *surge* se lo considera como un fluido visco-plástico y por lo tanto para fluir necesita la acción gravitatoria dada por la pendiente, en consecuencia considerar una altura mayor a 80 m implica una disminución de la pendiente y su consecuente disminución de la componente gravitatoria.

Tabla 6. Relación entre altura del glaciar y pendiente del coronamiento

h_i (m)	J (%)	J (°)
60.00	15.00	8.5
70.00	13.57	7.7
75.00	12.86	7.3
80.00	12.14	6.9

Debido a que el modelo, a medida que se incrementa el valor de la altura del glaciar h_i , desarrolla crecidas de mayor magnitud y consecuentemente secciones de túnel más grandes, se verificó si había algún límite superior en este sentido a través de un sencillo análisis estructural de la sección semi-elíptica del túnel cargado con el peso del glaciar y considerándolo como un arco articulado en sus apoyos (Figura 29).

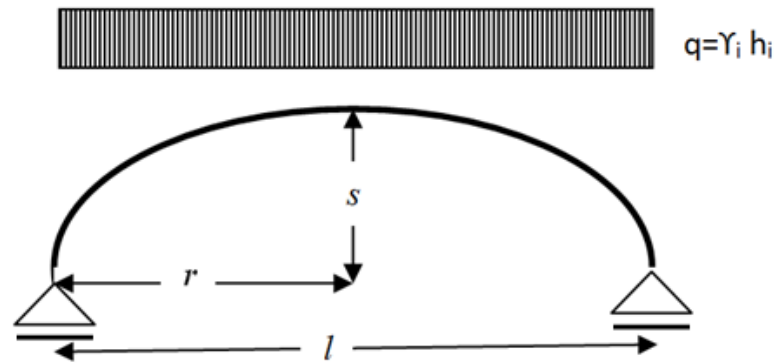


Figura 29. Arco articulado en sus apoyos

$$M = \frac{ql}{2} \frac{l}{2} - \frac{q(l/2)^2}{2} = \frac{ql^2}{8} = \frac{\gamma_i h_i l^2}{8}$$

$$\sigma = \frac{M}{W} = \frac{\frac{\gamma_i h_i l^2}{8}}{\frac{h_i^2}{6}} = \frac{3\gamma_i l^2}{4h_i}$$

$$l_{adm} = \sqrt{\frac{4h_i \sigma_{adm}}{3\gamma_i}}$$

donde:

q : carga uniformemente distribuida

M : momento flector

W = módulo resistente

σ = tensión

$\gamma_i = 900 \text{ kg/m}^3$ (peso específico del hielo)

$\sigma_{adm} = 17 \text{ kg/cm}^2$ (tensión admisible a la flexión del hielo) según (Geoestudios Ltda, 2008)

Se reajustó la carga q considerando un espesor de hielo $h_n = h_i - s$ y se verificó la factibilidad estructural del túnel como $r < l_{adm}/2$

De las corridas del modelo con $\theta_{lago} = 2^\circ\text{C}$ y $n' = 0.069$, y para distintos valores de h_i , se pudo obtener la siguiente ecuación de regresión:

$$Q(\text{m}^3/\text{s}) = 0.00005 * h_i(\text{m})^{4.1873} \quad r^2 = 0.9989$$

donde Q es el caudal máximo del hidrograma generado por el modelo. Se puede deducir que por cada 1 m de incremento en h_i se obtiene un incremento aproximado de $182 \text{ m}^3/\text{s}$ en Q .

- Con $h_i = 70 \text{ m}$ y $\theta_{lago} = 2^\circ\text{C}$ fijos se procedió a **variar el coeficiente de rugosidad n'** .

El rango de variación de n' se seleccionó entre 0.065 y 0.075 considerando:

a)

$$f = n'^2 \left(\frac{S}{R_H^2} \right)^{2/3}$$

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2 \log \left(\frac{k}{D} \right) + 1.14$$

donde:

 f : factor de fricción de Darcy-Weisbach k : rugosidad absoluta D : diámetro de conducto circular equivalente = $4R_H$

- b) El perímetro P del túnel de sección semielíptica está formado de dos tramos, el lecho de longitud $P_l = 2r$ y las paredes de hielo de longitud $P_i = P - 2r$. Debido a que se mantiene constante la relación $r/s = 1.5$, consecuentemente permanecen constantes las relaciones $P_l/P = 0.43$ y $P_i/P = 0.57$

Como se puede observar en las fotografías de túneles glaciarios de las figuras 30 a 32 el coeficiente de rugosidad del lecho se asemeja al correspondiente del cauce de la fotografía (Figura 33) extraída de (Barnes, H. JR., 1967) con valor de coeficiente de rugosidad 0.073.



Figura 30. Túnel en South Cascade Glacier (Fountain A.G. et al., 1998)



Figura 31. Túnel en Vernagtferner, Ötztal Alps (Fowler, A.C., 2009)



Figura 32. Túnel en Quebrada Morales, Maipo, Chile (Geoestudios Ltda., 2008)

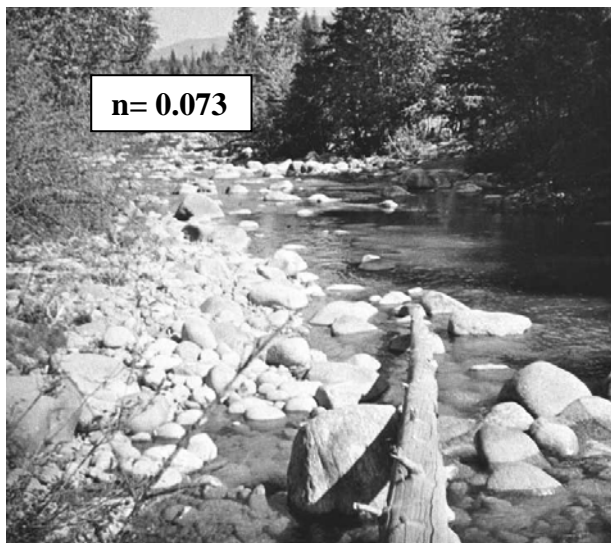


Figura 33. Fotografía de cauce con coeficiente de Manning calibrado (Barnes, H. JR., 1967)

Luego para cada valor de n' se ha podido determinar el valor de n'_i asumiendo que es $n'_i = 0.073$ y, en consecuencia, se pudo calcular el valor de rugosidad absoluta k_i , que, para el rango de n' considerado resulta que la rugosidad absoluta de las paredes de hielo del túnel varía entre $0.089 \text{ m} < k_i < 0.238 \text{ m}$, lo cual se considera apropiado al observar las fotografías de las figuras 30 a 32.

Se pudo inferir que por cada milésima de aumento de n' el caudal máximo disminuye en $33 \text{ m}^3/\text{s}$.

3. Con $h_i = 70 \text{ m}$ y $n' = 0.069$ fijos se procedió a **variar la temperatura del agua en el lago** θ_{lago} en un rango de 0.2°C a 5°C .

Se pudo determinar que por cada 1°C de aumento de la temperatura del agua en el lago el caudal máximo aumenta $350 \text{ m}^3/\text{s}$

De este análisis de sensibilidad se puede concluir que la temperatura del lago θ_{lago} es el parámetro más sensible con respecto al caudal máximo del hidrograma de descarga del lago.

4. CRECIDA DE DISEÑO

Los parámetros para generar la Crecida de Diseño, que figuran resaltados en la Tabla 7, han sido seleccionados en base al análisis de sensibilidad realizado y a la justificación de ciertos valores máximos.

El supuesto de que sea $\theta_{\text{lago}} = 4^{\circ}\text{C}$ es una estimación realística de la temperatura del lago. Esto es así por el hecho de que el agua tiene su máxima densidad a aproximadamente 4°C . Entonces para un lago más frío que 4°C el agua cálida de la superficie se sumerge, y para un lago más cálido que 4°C se puede formar una capa superficial de agua cálida, pero por debajo de esta capa el agua probablemente esté cerca de los 4°C . Es decir que 4°C es una temperatura que conlleva cierto equilibrio al régimen térmico del cuerpo de agua.

Un valor de $n' = 0.065$ produce que en la sección máxima del túnel, el perímetro de hielo tenga una rugosidad absoluta media $k_i = 0.089$ m lo cual se considera razonable.

Tabla 7. Parámetros del modelo para generar la Crecida de Diseño

Parámetros físicos	Símbolo	Valor	Unidad
Espesor del hielo en la embocadura	h_i	80.00	m
Volumen del lago inicial	V_0	51136226	m^3
Altura inicial del nivel de agua en el lago sobre la embocadura	h_0	72.00	m
Altura inicial del nivel de agua en el lago sobre la salida del túnel de drenaje	$Z_w(0)$	90.00	m
Longitud del túnel	l_0	600	m
Coefficiente de rugosidad de Manning	n'	0.065	$m^{-1/3} s^{-1}$
Temperatura del agua en el lago	θ_{lago}	4.0	$^{\circ}\text{C}$
Temperatura del hielo	θ_i	0	$^{\circ}\text{C}$

Este conjunto de parámetros en el modelo, considerando un $\Delta t = 5$ min, genera el hidrograma (Figura 34) de una crecida con los siguientes valores característicos:

$$Q \text{ máximo} = 5354 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$\text{Volumen de escurrimiento} = 51.1 \text{ hm}^3$$

$$\text{Tiempo total de desarrollo del hidrograma} = 87000 \text{ seg} = 24.17 \text{ hrs}$$

$$\text{Tiempo correspondiente a } [V^*(t^*)=0.99] = 38100 \text{ seg}$$

$$\text{Caudal correspondiente a } [V^*(t^*)=0.99] = 59.9 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$\text{Tiempo de desarrollo del hidrograma a partir de } [V^*(t^*)=0.99] = 48900 \text{ seg} = 13.58 \text{ hrs}$$

Características de la sección semielíptica del túnel (Figura 35)

$$\text{Área máxima} = 349.63 \text{ m}^2$$

$$\text{Radio mayor máximo} = 18.27 \text{ m}$$

$$\text{Radio menor máximo} = 12.18 \text{ m}$$

$$\text{Perímetro máximo} = 84.86 \text{ m}$$

$$\text{Radio hidráulico máximo} = 4.12 \text{ m}$$

Se pudo verificar que el $r_{adm} = 65.20 \text{ m} \gg 18.27 \text{ m}$, por lo tanto tiene factibilidad estructural.

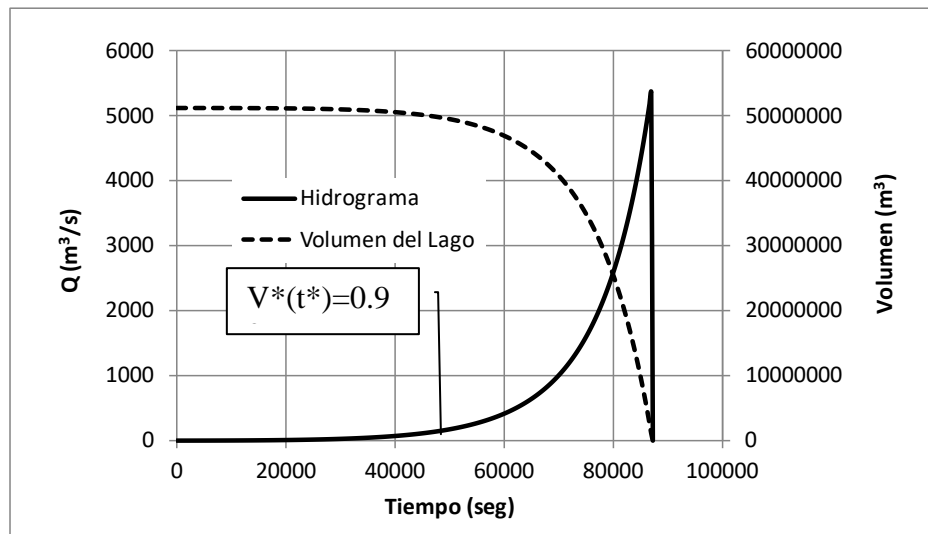


Figura 34. Hidrograma de la crecida de diseño y variación temporal del volumen del lago

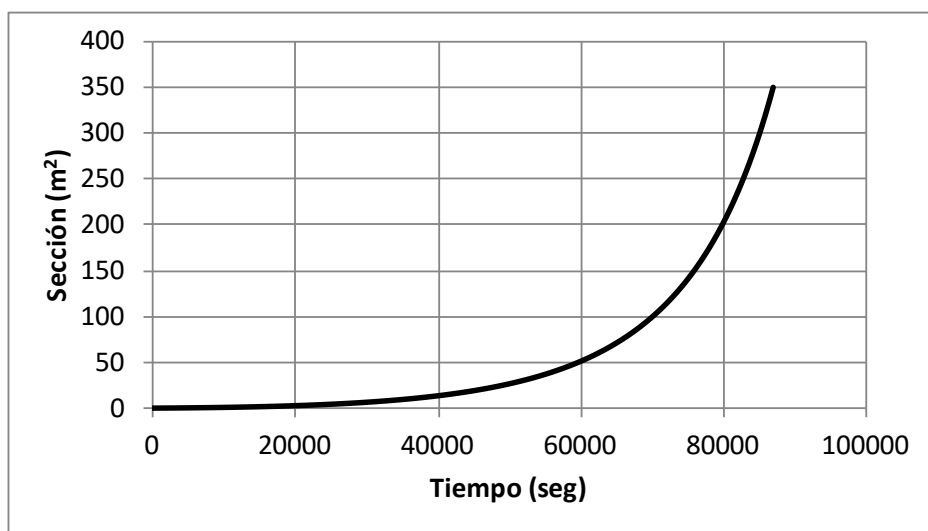


Figura 35. Variación temporal de la sección del túnel

En el ANEXO se pueden visualizar los valores característicos de otros hidrogramas de crecidas obtenidos a partir de la variación de la altura h_i del endicamiento glaciar dejando iguales los otros valores de parámetros.

4.1 COMPARACIONES Y COMPROBACIONES

Las estimaciones de crecidas infrecuentes dependen, en gran medida, de las suposiciones asumidas y del criterio ingenieril utilizado. En consecuencia es importante que a tales estimaciones se les realicen algunas comparaciones y comprobaciones empíricas, con el objeto de verificar que tengan un cierto grado de razonabilidad. En esa dirección se realizaron las siguientes comprobaciones:

- a) En (Krenke, A.N et al., 1985) se considera la siguiente ecuación para calcular el caudal proveniente de un túnel subglaciar:

$$Q = K \cdot S^{4/3} \left(\operatorname{sen} \alpha + \frac{h_0}{l} \right)^{1/2}$$

donde S es la sección del conducto, α es la inclinación del conducto, l es la longitud del conducto, h_0 es la altura de agua en el lago y K es un coeficiente empírico determinado por comparación con crecidas reales que en esta publicación figura con un rango de 5.5 a 6.1.

Si se reemplazan los términos de la ecuación anterior con los valores de la crecida de diseño determinada en este estudio se puede inferir un $K = 5.61$.

Si la ecuación anterior se asimila a la ecuación de Chezy-Manning se puede expresar K en función del radio hidráulico, perímetro y coeficiente de Manning:

$$K = \left(\frac{Rh}{P} \right)^{1/3} \frac{1}{n}$$

Lo cual indica que el modelo implementado, además de calcular el hidrograma de la crecida, genera una sección cuyas propiedades hidráulicas son congruentes en comparación con otros casos reales.

- b) También se ha podido corroborar que el caudal máximo de la crecida de diseño y su volumen están en el orden de la envolvente superior de los mayores eventos correspondientes a presas de hielo con túnel subglaciar (elipse envolvente en Figura 36) obtenida de (O'Connor et al., 2013).

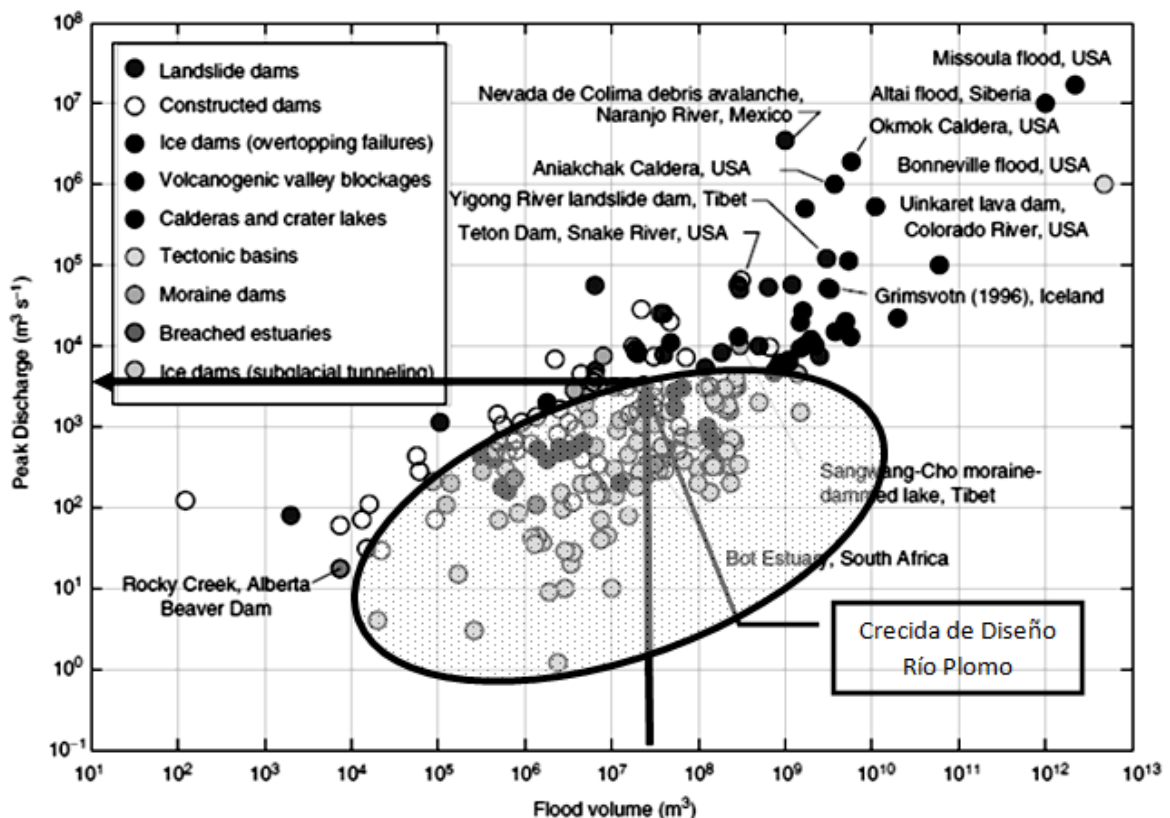


Figura 36. Crecidas repentinas para las cuales son conocidos volúmenes y caudales máximos (O'Connor et al., 2013)

5. CONCLUSIONES

El Glaciar Grande del Nevado del Plomo es un glaciar en *surge* que produce endicamientos sobre el Río Plomo, afluente del Río Tupungato en la cuenca del Río Mendoza, en períodos de tiempo indefinidos, se ha podido indagar que han existido estos eventos a fines del siglo XVIII, a principios del siglo XX y se han comprobado fehacientemente en 1934 y 1985.

Este tipo de endicamiento genera un embalse aguas arriba que luego, por un conjunto de causas, se drena abruptamente a través de un conducto subglaciar generando una crecida de importante magnitud. Este fenómeno está internacionalmente reconocido en inglés como *Glacier Lake Outburst Flood (GLOF)* o en islandés como *JÖKULHLAUP*.

Se ha podido revisar más de un centenar de publicaciones que referencian este fenómeno, de las cuales, las referencias bibliográficas explicitadas en este estudio, son solamente una pequeña y específica parte.

En esa revisión bibliográfica se pudo hallar la formulación matemática de un modelo que determinísticamente explica el funcionamiento del fenómeno que genera la crecida por drenaje del lago glaciar.

La implementación del modelo en MS EXCEL® y la muy detallada información publicada con motivo del evento de 1934 permitió la calibración del mismo. Es notable que el modelo, si bien es calibrado con el caudal máximo, genera una sección para el túnel subglaciar de magnitud muy similar a la descrita en el evento histórico de 1934.

La mencionada implementación del modelo permitió realizar un estudio de sensibilidad de parámetros a efectos de acotar los rangos posibles de valores a utilizar en un evento de diseño. Además, mediante un sencillo análisis, se pudo verificar la factibilidad estructural de la sección del túnel subglaciar.

La generación de una crecida de diseño se realizó utilizando la maximización de algunos parámetros utilizados en la calibración del evento histórico de 1934. La selección del valor maximizado de tales parámetros pudo ser justificada en base al previo estudio de sensibilidad y a consideraciones de limitaciones físicas. Las características de la crecida también han sido corroboradas a través de dos comparaciones empíricas.

Es importante recalcar que la utilización de este modelo determinístico ha podido obviar la incertidumbre que genera la selección del tamaño de la sección del túnel de descarga y su tiempo de desarrollo, parámetros necesarios en los modelos de simulación de rotura de presas por tubificación.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barnes, H. JR. "Roughness Characteristics of Natural Channels". U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1849. 1967

- Clague, J.J.; W. H. Mathews. "Short Notes. The Magnitude of Jökulhlaups". *Journal of Glaciology*, Vol. 12, No. 66, 1973
- Clarke, G.K.C. 1982. "Glacier outburst floods from "hazard lake", Yukon territory, and the problem of flood magnitude prediction". *Journal of Glaciology*, Vol. 28, No. 98.
- Costa, J.E.; R. L. Schuster. "The Formation and Failure of Natural Dams". U.S. Geological Survey. Open-File Report 87-392. Vancouver, Washington, 1987
- Espizua, L.E. "Fluctuaciones de los Glaciares del Río del Plomo, Mendoza". *Asociación Geológica Argentina, Rev.*, XLII (1-2): 112-121. Enero- Junio, Buenos Aires, 1987
- Fattorelli S.; P. Fernández. "Diseño Hidrológico". Zeta Editores. Mendoza, Argentina 2007
- Fernández, P.; L. Fornero; J. Maza; R. Rollán; H. Yáñez; M. Nuñez; E. Alpeggiani. "Hidrología del Río Mendoza Simulación Matemática de las Hipótesis de Rotura del Dique Natural Formado por el Glaciar Grande del Nevado del Plomo y del Traslado de las Crecientes desde el Glaciar hasta 200 Metros Aguas Abajo de Álvarez Condarco". IT N° 37-CRA. Informe Técnico. Instituto Nacional del Agua. Noviembre de 1985
- Fernández, P.C.; L. Fornero, J. Maza, H. Yáñez. "Simulation of Flood Waves from Outburst of Glacier-Dammed Lake". *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 117, No.1, January, 1991
- Fountain, A.G., J. S. Walder. "Water flow through temperate glaciers". *Reviews of Geophysics*, 36, 3 / August 1998.
- Fowler, A.C. "Glaciers and Ice Sheets in the Climate System". Sliding, drainage and subglacial geomorphology. University of Limerick and University of Oxford. Karthaus, September 2009
- Geoestudios Ltda. "Manual de Glaciología". Volumen N°2. Apuntes de clases. S.I.T. N° 167. Santiago, Diciembre 2008
- Haerberli, W.; C. Whiteman, Volume Editors. "Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters". Ed. Elsevier, 2015
- King, W. D. V. O. "El aluvión del río Mendoza de Enero de 1934". Conferencia dada en el Centro Nacional de Ingenieros el 26/09/1934.
- Krenke, A.N.; V.M. Kotlyakov. "USSR case study: catastrophic floods". *IAHS Publ. No.* 149, Wallingford, England, 115-124. 1985
- Laboratorio de Glaciología. Centro de Estudios Científicos. Universidad de Chile. "Riesgos asociados a glaciares".

[http://www.glaciologia.cl/web/glaciologia_es/news.php?idNoticia=314&init=.](http://www.glaciologia.cl/web/glaciologia_es/news.php?idNoticia=314&init=)

- Leiva, J.C. “La Situación Actual de los Glaciares Andinos”. Nivoglacología. IANIGLA 1973-2002. http://www.cricyt.edu.ar/libro_ianigla/181%20leiva.pdf
- Marangunic, C. “DEFINICIONES Y CLASIFICACION DE GLACIARES”. <http://www.pnuma.org/agua-miaac/CODIA%20IBEROAMERICANO%20DE%20GLACIOLOGIA/>
- Matson, D.H. “Río Mendoza. Causas que han Motivado el Aluvión y Medidas Preventivas. Estudios y Fotografías de la Cuenca del Río Tupungato. Expedición de Abril 1934. Cía. de Electricidad de Los Andes.
- Nye, J. F. 1976. “Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins”. Journal of Glaciology, Vol. 17, No. 76.
- O’Connor, J.E., Clague, J.J., Walder, J.S., Manville, V., Beebee, R.A. Outburst floods. In: Shroder, J., Wohl, E. (Eds.), Treatise on Geomorphology. Fluvial Geomorphology, vol. 9. Academic Press, San Diego, CA, pp. 475e510. 2013
- Prieto, M.R. “Un fenómeno cíclico”. Diario Los Andes; Mendoza, 07/04/85
- Prieto, M.R. “The Glacier Dam on the Rio Plomo: A Cyclic Phenomenon?”. Band 22, Heft 1 (1986), S. 73-78. Zeitschrift for Gletscherkunde und Glazialgeologie. by Universitiisverlag Wagner, Innsbruck. 1986
- Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. IANIGLA – CONICET. “Inventario Nacional de Glaciares. Informe de la subcuenca del río Tupungato. Cuenca del río Mendoza” Diciembre 2015
- Walder, J.S. ; J. E. Costa. “Outburst Floods from Glacier-Dammed Lakes: The Effect of Mode of Lake Drainage on Flood Magnitude”. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 21, 701-723, 1996.

ANEXO

Crecidas Generadas a Partir de la Variación de la Altura del Endicamiento Glaciar

En la Tabla A-2 se pueden apreciar los valores característicos de los hidrogramas generados con la variación de la altura del endicamiento glaciar, y dejando fijos los restantes valores de parámetros que muestra la Tabla A-1, iguales a los de la crecida de diseño.

Tabla A-1. Parámetros del modelo

Parámetros físicos	Símbolo	Valor	Unidad
Espesor del hielo en la embocadura	h_i	variable	m
Volumen del lago inicial	V_0	51136226	m^3
Altura inicial del nivel de agua en el lago sobre la embocadura	h_0	72.00	m
Altura inicial del nivel de agua en el lago sobre la salida del túnel de drenaje	$Z_w(0)$	90.00	m
Longitud del túnel	l_0	600	m
Coefficiente de rugosidad de Manning	n'	0.065	$m^{-1/3} s^{-1}$
Temperatura del agua en el lago	θ_{lago}	4.0	$^{\circ}C$
Temperatura del hielo	θ_i	0	$^{\circ}C$

Tabla A-2. Valores característicos de hidrogramas

h_i (m)	Vol (hm^3)	t de $V^*(t^*)$ (seg)	Qmax (m^3/s)
60	24.2	40200	1909
65	29.8	39600	2516
70	36.2	39300	3239
75	43.2	38700	4167
80	51.1	38100	5334

De la Tabla A-2 se han podido determinar las siguientes regresiones:

$$Q_{\max} = 89.436 \cdot e^{0.0512h_i} \quad R^2 = 0.9996$$

$$Q_{\max} = 24.061 \cdot Vol^{1.37} \quad R^2 = 0.9993$$