

M

O

P



SIMULACION DE CRECIDAS PRODUCIDAS POR
VACIAMIENTO DE REPRESAS DE HIELO

TRABAJO PRESENTADO AL VII CONGRESO NACIONAL DE
INGENIERA HIDRAULICA

PUBLICACION INTERNA EH N° 85/9

DGA
DEPARTAMENTO
DE HIDROLOGIA
SUB-DEPTO. ESTUDIOS
HIDROLOGICOS

SIMULACION DE CRECIDAS PRODUCIDAS POR VACIAMIENTO DE REPRESAS DE HIELO

TRABAJO PRESENTADO AL VII CONGRESO NACIONAL DE
INGENIERA HIDRAULICA

PUBLICACION INTERNA EH N° 85/9

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA
VII CONGRESO NACIONAL

SIMULACION DE CRECIDAS PRODUCIDAS POR VACIAMIENTO
DE REPRESAS DE HIELO

Humberto Peña T. (1)

R E S U M E N

En el presente estudio se analizan las condiciones de ocurrencia de las crecidas producidas por el vaciamiento de represas formadas por el hielo. Además se propone un método de resolución, en el espacio y en el tiempo, de las ecuaciones deducidas por Nye (1976), que expresan los diversos procesos físicos que intervienen en dichos fenómenos. El método desarrollado se utiliza para simular las crecidas de los lagos Hazard, Summit y Grimsvötn.

El estudio concluye que esta resolución de las ecuaciones de Nye, puede ser utilizado con fines predictivos.

(1) : Ingeniero Civil. Dirección General de Aguas

1. INTRODUCCION

En países como Chile, donde existen numerosos glaciares distribuidos a lo largo de todo su territorio, la evaluación del riesgo de crecidas provocadas por el vaciamiento violento de represas de hielo, tiene un considerable interés. En años recientes, inesperadas crecidas de este origen observadas en zonas tan diversas como el río Paine (XII Región) y el río Copiapó (III Región), han puesto de manifiesto la importancia del problema.

El presente estudio analiza los procesos físicos involucrados en el vaciamiento de represas de hielo, teniendo como propósito central proponer un método de estimación de la posibilidad de ocurrencia y de la magnitud de este tipo de crecidas.

2. CONDICIONES NECESARIAS PARA LA FORMACION DE UNA CRECIDA

En zonas con glaciares, la existencia de lagos bloqueados por hielo es un fenómeno de común ocurrencia, en especial en regiones con preponderancia de glaciares de valle de grandes dimensiones. No obstante lo anterior, estos lagos en general no producen crecidas violentas ya que suelen desarrollar un sistema de drenaje permanente a través de alguna ribera rocosa o del hielo, manteniendo un delicado equilibrio termodinámico entre los caudales, las características hidráulicas de los conductos efluentes, el nivel y temperatura de las aguas, y la fluencia de hielo. La alteración de este equilibrio por alguna causa externa, por ejemplo debido a la modificación de las condiciones de drenaje a través de la roca, al descenso de la superficie de hielo, al aumento de la temperatura del agua, etc., constituye una de las situaciones características en las cuales se observa el fenómeno de vaciamiento violento.

Otra situación característica en la que se producen estas crecidas es cuando se forma un nuevo lago por el avance de un frente glaciar, el cual bloquea el drenaje de un cauce lateral.

En las 2 situaciones indicadas se ha comprobado en la práctica que

el nivel del lago alcanza como máximo 0,9 veces el mayor espesor de la represa de hielo, lo que resultaría por un efecto de flotación originado por la subpresión hidrostática, debido a lo cual se formaría un conducto subglacial inicial. Sin embargo, es posible que el proceso de evacuación comience antes de alcanzar dicho nivel e inclusive se han observado casos en los cuales nunca ha dejado de existir un caudal efluente a través del hielo (Fisher, 1973). Esta evacuación con niveles menores se ha explicado por la transmisión de esfuerzos ascendentes que ejerce el hielo vecino, en forma de viga, sobre la sección de máximo espesor (Nye, 1976) o por el aprovechamiento de conductos preexistentes, los cuales mantendrían controlados sus caudales por una insuficiente diferencia de carga hidráulica entre el lago y el interior de la masa de hielo (Rothlisberger, 1972; Mathews, 1973). Durante el desarrollo del presente estudio se ha podido comprobar el importante papel que pueden desempeñar en la generación de una crecida a través de conductos preexistentes, pequeños cambios en la temperatura del agua.

3. ECUACIONES DEL VACIAMIENTO DE UNA REPRESA GLACIAL.

Los procesos físicos involucrados en la generación de una crecida a través de un conducto en una masa de hielo, han sido modelados por Nye (1976) mediante el siguiente sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales, planteadas para un elemento cualquiera del conducto, ubicado en el punto s y en el instante t (Fig. N° 1):

Geometría y flujo del hielo:

$$\frac{\delta s}{\delta t} = \frac{m}{\rho_i} - K_o S (p_i - p)^n \quad (p < p_i) \quad (1)$$

Continuidad

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

Hidráulica

$$\rho_w g_s - \frac{\delta p}{\delta s} = \frac{N Q^2}{S^{8/3}} \quad (3)$$

con : $N = \left[\frac{S}{R^2} \right]^{2/3} \cdot \rho_w \cdot g \cdot n^2$

Conservación de la energía

$$Q \left(\rho_w g_s - \frac{\delta p}{\delta s} \right) - \rho_w S \sigma \frac{d\theta_w}{dt} = mL + m \sigma (\theta_w - \theta_i) \quad (4)$$

Transferencia de calor:

$$0,205 \left[\frac{2 Q}{\pi^{\frac{1}{2}} S^{\frac{1}{2}} \eta} \right]^{0.8} \kappa (\theta_w - \theta_i) = mL + m \sigma (\theta_w - \theta_i) \quad (5)$$

Una explicación detallada de estas ecuaciones se entrega en el informe de Peña y Escobar (1983).

Es importante destacar que este análisis no considera procesos tales como el desprendimiento y arrastre de bloques de hielo a través del conducto, fenómeno que ha sido observado en reiteradas ocasiones (Mathews, 1973; Nye, 1976; Peña y Escobar, 1983). Además, algunas de las expresiones utilizadas, en la práctica están muy alejadas del rango en el cual se dispone de comprobaciones experimentales, o han sido deducidas sólo para casos particulares. Esta es la situación de la ecuación de transferencia de calor, la cual tiene una validez comprobada en conductos circulares y para $Re < 10^5$. Por otra parte, en la estimación de la fluencia del hielo se aplica una expresión deducida para conductos circulares de dimensiones significativamente inferiores a la que resulta durante estas crecidas. Otro aspecto que limita gravemente el uso de las ecuaciones de Nye con fines de pronóstico, es la imposibilidad de medir directamente los parámetros necesarios.

Considerando la complejidad de los procesos que intervienen, se espera que las expresiones mencionadas, a pesar de sus limitaciones, representen mejor el fenómeno en estudio que las aproximaciones empíricas (Clague y Mathews, 1973) o semi-empíricas (Krenke y Kotlyakov, 1985) cuya aplicabilidad a la generalidad de los casos es muy incierta.

En estudios anteriores, las ecuaciones de Nye han sido usadas reduciendo el problema exclusivamente a la dimensión temporal, para lo cual se ha debido trabajar con "valores medios" o con "secciones representativas" a lo largo del conducto. Inclusive con esa simplificación, no son posibles las soluciones ana-

líticas para el caso general, por resultar un sistema complejo de ecuaciones diferenciales no lineales, debiéndose recurrir a métodos numéricos.

Nye planteó una solución analítica sin considerar el término del calor advectivo ni el de fluencia del hielo. Para el río Paine, Peña y Escobar, 1983, estudiaron una solución numérica incluyendo el efecto de fluencia, pero sin considerar el término del calor advectivo. Clarke (1982) encontró una solución muy completa postulando la existencia de una sección sellante ubicada cerca de la entrada del conducto, en la cual integró numéricamente las ecuaciones.

4. MODELO DE SIMULACION

En el presente estudio se propone una solución numérica de las ecuaciones de Nye, en el espacio y en el tiempo.

Para la integración de las ecuaciones se ha efectuado la siguiente transformación:

$$\frac{d\theta_w}{dt} = \frac{\delta\theta_w}{\delta s} \cdot N + \frac{\delta\theta_w}{\delta t} \quad (6)$$

Además se ha supuesto que el caudal se mantiene constante a lo largo del conducto, no empleándose la ecuación (2). Esta hipótesis no introduce errores de significación. También se ha despreciado el término de $m \sigma (\theta_w - \theta_i)$, considerando que representa, por cada grado centígrado de diferencia $(\theta_w - \theta_i)$, un 1,25% del calor latente de fusión, mL.

Con estas simplificaciones, las ecuaciones de Nye se han transformado en el siguiente sistema:

$$a_0 \frac{\delta S}{\delta t} + a_1 S (P_i - p)^n + a_2 S^{2/3} \left[\frac{-\delta \varphi}{\delta s} \right]^{2/5} (\theta_w - \theta_i) = 0 \quad (7)$$

$$a_2 S^{2/3} \left[\frac{-\delta \varphi}{\delta s} \right]^{2/5} (\theta_w - \theta_i) + a_3 S^{4/3} \left[\frac{-\delta \varphi}{\delta s} \right]^{3/2} + a_4 S^{4/3} \left[\frac{-\delta \varphi}{\delta s} \right]^{1/2} \frac{\delta \theta_w}{\delta s} + a_5 S \frac{\delta \theta_w}{\delta t} = 0 \quad (8)$$

$$Q = \frac{S^{4/3} \left(\frac{-\delta \varphi}{\delta s} \right)^{1/2}}{N^{1/2}} \quad (9)$$

Además se ha agregado la ecuación del balance hidrológico del lago:

$$\frac{dV}{dt} = -Q + Q_e - Q_s \quad (10)$$

La temperatura del hielo (θ_i) se ha determinado en función de la presión del agua en el conducto, usando la expresión para la temperatura de fusión del hielo:

$$\theta_i = C_t \cdot p \quad (11)$$

Esta corrección no resulta intrascendente, ya que en un conducto horizontal se ha demostrado que 1/3 del calor generado en el desplazamiento del fluido es consumido para adecuar la temperatura del agua a este cambio en la temperatura de fusión (Rothlisberger, 1973).

Para tomar en cuenta las pérdidas de energía que se generan en la entrada del conducto, se consideró un término de pérdidas en función de la altura de velocidad a la entrada, en la siguiente forma:

$$\varphi_L - \varphi_e = \frac{K_e \cdot \rho_w \cdot v_e^2}{2} \quad (12)$$

Para la temperatura de entrada se usa la del lago, pero corregida para incluir estas pérdidas, según la expresión:

$$\theta_e = \theta_L + (\varphi_L - \varphi_e) / \rho_w \sigma \quad (13)$$

Aun cuando los parámetros N , K_o y n , pueden cambiar de una sección a otra, en la práctica la única alternativa posible es suponerlos fijos.

Con las hipótesis anteriores, este sistema de ecuaciones admite una so

lución numérica explícita en el tiempo, la que se logró integrando las ecuaciones 7), 8), 9) y 10) mediante el método de Heun , utilizado en forma iterativa como un procedimiento de predicción y corrección. En la figura N° 2 se entrega un diagrama de flujo del procedimiento seguido en la solución de las ecuaciones, con sus parámetros, datos de entrada, condiciones iniciales y de borde, necesarios para la resolución.

No ha sido posible demostrar analíticamente la convergencia de este procedimiento, sin embargo el análisis de cada una de las ecuaciones que forma el sistema, prueba que al menos en forma individual ellas son convergentes. En los casos reales estudiados no se encontraron anomalías en el comportamiento de las soluciones, excepto cuando se inicia el descenso de los caudales, período en el cual para una adecuada convergencia se requiere disminuir el intervalo de integración de tiempo.

5. GENERACION DE ONDAS DE CRECIDA EN GLACIARES SELECCIONADOS

Aunque en la bibliografía las referencias a este tipo de fenómenos son numerosas, los casos suficientemente documentados como para ajustar el modelo propuesto son casi inexistentes. Con frecuencia se dispone de datos topográficos generales y de caudal máximo, pero faltan el hidrograma de la crecida, las temperaturas del agua a la entrada, la curva de capacidad del lago y la topografía glacial y sub-glacial. De este modo se pudo probar el modelo solamente en el Lago Hazard (Yukon, Canadá), el cual dispone de toda la información requerida, y en forma complementaria en los lagos Summit (British Columbia, Canadá) y Grimsvötn (Islandia), en los cuales se debió estimar la temperatura del agua en la entrada.

En el cuadro N° 1 se entregan los principales antecedentes de estos casos y en la figura N° 3 se incluyen los perfiles de la superficie de hielo y del fondo rocoso, tal como se usaron en el modelo. Toda esta información ha sido extractada de los estudios de Mathews, Doell, Nye y Clarke.

En estos 3 ejemplos se adoptó un mismo valor para los parámetros relativos a la fluencia del hielo K_0, n . De acuerdo a la expresión del estrechamiento por

deformación plástica en un túnel circular, deducida por Nye (1953), y usando los valores de los parámetros que en ella intervienen propuestos para glaciares temperados (hielo a temperatura de fusión), se trabajó con $n = 3$ y $K_0 = 1,16 \times 10^{-24} [N_t^{-3} m^{-6} s^{-1}]$

El valor del parámetro K_e , para la estimación de las pérdidas de carga a la entrada, no mostró ninguna influencia en los casos estudiados. Se trabajó con un valor de $K_e = 1$.

En la calibración de la crecida del Lago Hazard, se ajustó únicamente el valor del coeficiente N , el cual resultó igual a $132,5 [m^{-8/3} kg]$, lo que equivale en un conducto circular a un coeficiente de rugosidad de Manning de $0,05 [m^{-1/3} s]$. En este caso la temperatura media en el lago es de $6^\circ C$.

En el lago Summit, se sabe que en el fondo la temperatura del agua sería de "algunas décimas de grado centígrado sobre cero" (Mathews, 1973) razón por la cual además de la calibración de N se ajustó la distribución de temperaturas en el lago. Se obtuvo un valor de $N = 64,9 [m^{-8/3} kg]$ lo que corresponde a un coeficiente de Manning de $0,035 [m^{-1/3} s]$ para una sección circular, y una distribución lineal de temperaturas en el lago, de entre $0,5^\circ C$ en el fondo y $4^\circ C$ en la superficie. Este último valor de la temperatura superficial resulta aceptable, si se considera que la crecida se produjo a continuación del período de verano.

La crecida del Lago Grimsvötn se calibró finalmente con un valor de $N = 47,7 [m^{-8/3} kg]$ correspondiente a un coeficiente de Manning de $0,03 [m^{-1/3} s]$ y con una temperatura homogénea en el lago de $1^\circ C$. Hay que señalar que en el Lago Grimsvötn existe una importante capa de hielo de 200 m. de espesor cubriendo gran parte de su superficie, y un efecto de fusión muy importante originado en un área geotérmica, de modo que se puede esperar una estratificación termal compleja.

En la figura N° 4, 5 y 6 se entregan los caudales medidos y simulados de las 3 crecidas. Además se muestran las correspondientes distribuciones de la sección, la temperatura y carga hidráulica a lo largo del conducto para dos caudales representativos.

6. ANALISIS DE RESULTADOS

Los principales aspectos que conviene destacar como resultado del proceso de calibración son los siguientes:

- Aun cuando cada uno de los casos estudiados corresponde a situaciones muy distintas, en términos generales el grado de ajuste obtenido es aceptable, con valores de los parámetros en rangos no excesivamente amplios. Sin embargo, la ausencia de datos medidos de temperatura en 2 casos introduce alguna duda con respecto a los resultados que se habrían obtenido con los valores reales.
- En relación a los modelos unidimensionales, el presente modelo entrega valores del coeficiente de rugosidad notablemente inferiores. Ello es el resultado de la combinación de diversos factores, los cuales en su conjunto determinan que cuando se plantean las ecuaciones solo en el espacio, se obtiene una menor eficiencia en el aprovechamiento de la energía. En todo caso, estos nuevos resultados parecen más realistas de acuerdo a lo usualmente observado en cauces naturales y a lo propuesto por Röthlisberger (1973).
- En este modelo, el papel del calor advectivo se aprecia complejo y va cambiando durante el desarrollo de la crecida. Es así como la temperatura del agua a la salida del conducto aumenta para caudales mayores; a lo largo del túnel se presentan distintas distribuciones de temperatura, según sea la relación entre la temperatura a la entrada y el aporte de calor por pérdidas de energía mecánica.
- Para evitar el cierre de la sección de entrada, el modelo exige una temperatura en el lago superior a la temperatura de fusión, sin que se conozca cuan realista sea esta condición. Al respecto, para que se inicie una secuencia de caudales crecientes en el tiempo, durante la operación del modelo se observó la existencia de un umbral que relacionaba en cada caso la sección inicial del conducto con una temperatura mínima a la entrada. Un análisis detallado de este punto tiene importancia para determinar las condiciones de ocurrencia de las crecidas.

- El caso del glaciar Grimsvötn presenta algunos desajustes entre la onda de crecida generada y la observada, que merecen un análisis especial. En primer lugar cabe señalar que una leve estratificación térmica en el lago, con temperaturas crecientes hacia los niveles superiores, produciría un mejor ajuste en la rama ascendente del hidrograma. Sin embargo, si dicha estratificación térmica no se presentara en la realidad, la excelente concordancia que obtuvo Nye con una solución sin tomar en consideración el término de calor advectivo, sugerirían que posiblemente para $Re \gg 10^5$ la transferencia real de calor sea más eficiente que la estimada por la ecuación de transferencia de calor. Una razón adicional para apoyar esta interpretación estaría en la temperatura próxima a $0^\circ C$ que se midió a la salida del túnel, en la crecida del año 1954.

En relación a la rama descendente, se observa que aun cuando se simula adecuadamente el instante en el cual los caudales comienzan a decrecer, en la realidad la disminución del gasto es mucho más violenta. En forma tentativa se podría suponer que existe algún fenómeno vinculado a la estratificación térmica en el lago, a procesos físicos no modelados relativos a la estabilidad de un túnel de grandes dimensiones en el hielo, o a una deficiente estimación de los parámetros de fluencia, que explique la diferencia observada.

7. CONCLUSIONES GENERALES

Las principales conclusiones que se deducen del presente estudio son:

- Es posible predecir el máximo volumen almacenado en un lago antes de una crecida por vaciamiento de una represa de hielo y, mediante la simulación de los procesos físicos involucrados, estimar el hidrograma de la onda de crecida. Esto último resulta como una consecuencia de que los parámetros involucrados, de acuerdo a los resultados obtenidos, no presentan en la naturaleza una variación excesivamente grande. En todo caso, es necesario destacar que no se debe esperar en este tipo

de estimación una precisión comparable a la que se obtiene en los cálculos habituales de crecidas de diseño.

- Para efectuar una predicción de este tipo se requiere una completa información topográfica de la superficie glacial y subglacial, conocer la curva de capacidad del lago y además efectuar previamente una estimación de la estratificación térmica en el lago.
- Resulta altamente conveniente para mejorar las predicciones futuras, efectuar mediciones muy cuidadosas y detalladas de todas las variables de interés en las crecidas de este tipo que se presenten. Sin lugar a dudas éste es el medio más efectivo para realizar una adecuada estimación de los parámetros de interés y para verificar la bondad de la estructura actual del modelo.

BIBLIOGRAFIA

- Aitkenhead N. Observations on the drainage of a glacier-dammed lake in Norway. Journal of Glaciology, 1959
- Carnahan B., H. Luther y J. Wilkes. Applied numerical methods. Wiley, USA, 1969.
- Clague J.J. y H.W. Mathews. The magnitud of Jökulhlaups. Journal of Glaciology. Vol. 12 N° 66, 1973
- Clarke G. Glacier outburst floods from "Hazard Lake", Yukon territory, and the problem of flood magnitude prediction. Journal of glaciology, Vol 28, N° 98, 1982
- Doell R. Seismic depth study of the Salmon glacier, British Columbia. Journal of glaciology, Vol. 4, N° 34, 1963
- Fishes D. Subglacial Leakage of Summit lake, British Columbia, by dye determinations. IAHS Publication N° 95, 1973.

- Glen J. W. The stability of ice-dammed lakes and others waterfilled holes in glaciers. Journal of Glaciology. Vol. 2, N° 15, 1954
- Krenk A. y Kotlyakov V. USSR Case study: Catastrophic floods. IAHS Publication N° 149, 1985
- Lliboutry L. Traité de Glaciologie. Masson Cie. Editeurs Paris 1964.
- Mathews W. Record of two Jökullhlaups. IAHS Publication N° 95, 1973
- Mottershead D.N. y R.L. Collin. A study of glacier-dammed lakes over 75 years. Brimkyelen, Southern Norway. Journal of Glaciology. Vol 17, N° 77, 1976
- Nye J.F. Water flow in glaciers: Jökulhlaups, tunnels and veins. Journal of Glaciology. Vol 17, 1976
- Peña H. y F. Escobar. Análisis de una crecida por vaciamiento de una represa glacial. VI Congreso Nacional de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica. 1983
- Rothlisberger H. Water Pressure in intra - and subglacial Channels. Journal of Glaciology. Vol. 11, N° 62, 1972
- Shreve R.L. Movement of water in Glaciers. Journal of Glaciology. Vol 11, N° 62, 1972
- Young G. Canada Case Study: Catastrophic Floods. IAHS Publication N° 149, 1985

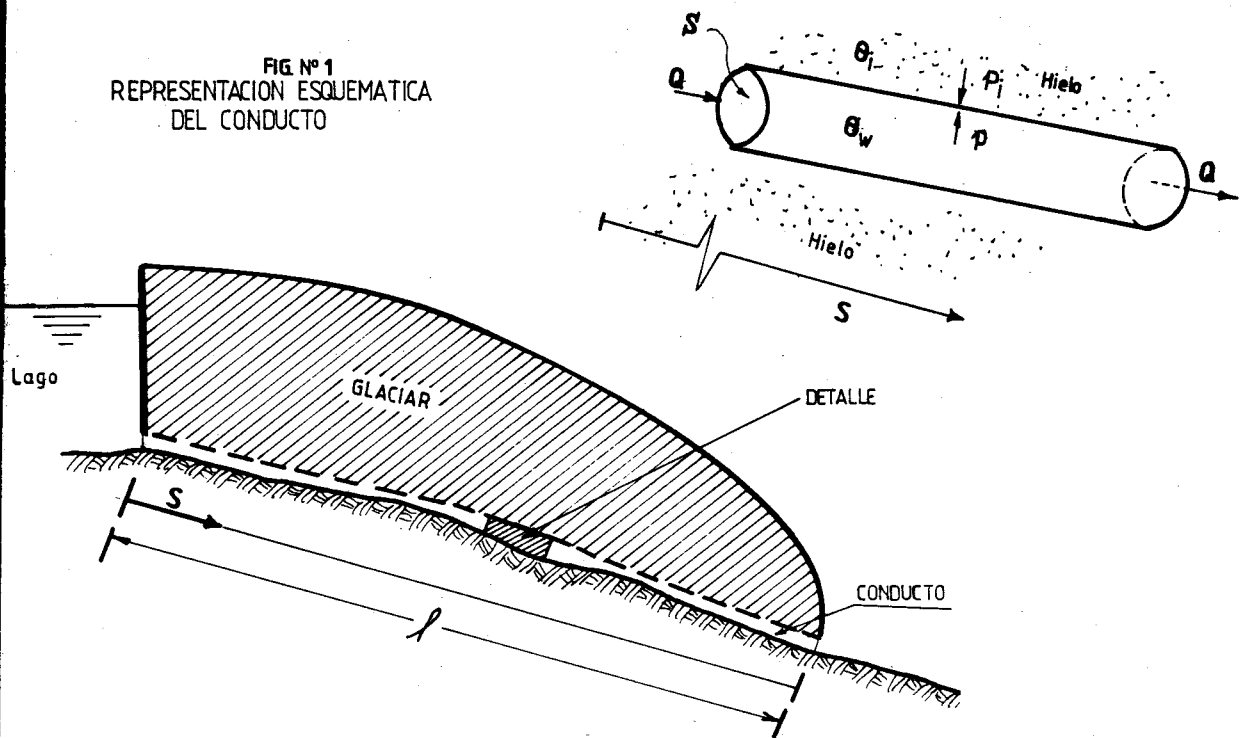
SIMBOLOGIA

C_t	: coeficiente de cambio del punto de fusión con la presión = $-7,5 \times 10^{-8} \text{ } ^\circ\text{C J}^{-1} \text{ m}^3$
g	: aceleración de gravedad (m s^{-2})
g_s	: componente de la aceleración de gravedad según eje s (m s^{-2})
κ	: conductividad térmica del agua
K_0, n	: parámetros que definen la fluencia del hielo
L	: calor latente de fusión por unidad de masa ($3,344 \times 10^5 \text{ J Kg}^{-1}$)
m	: masa fundida por unidad de distancia y de tiempo ($\text{Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)
n'	: coeficiente de Manning ($\text{m}^{-1/3} \text{ s}$)
p	: presión del agua en el túnel ($\text{N}_t \text{ m}^{-2}$)
p_i	: presión del hielo en el túnel ($\text{N}_t \text{ m}^{-2}$)
Q	: caudal ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)
Q_e	: caudal que entra al lago (m^3/s)
Q_s	: caudal que sale del lago, sin considerar el gasto a través del hielo (m^3/s)
R	: radio hidráulico
Re	: número de Reynolds
s	: abscisa según eje s (m)
S	: sección del conducto (m^2)
t	: tiempo (s)
v	: velocidad del agua en el conducto (m/s)
v_e	: velocidad en la sección de entrada al conducto (m^2)
V	: volumen de agua almacenada en el lago (m^3)
ρ_w	: densidad del agua (1000 Kg m^{-3})
ρ_i	: densidad del hielo (917 Kg m^{-3})
σ	: calor específico del agua ($4.18 \times 10^3 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ Kg}^{-1}$)
θ_w	: temperatura del agua en el túnel ($^\circ\text{C}$)
θ_i	: temperatura del hielo en el túnel ($^\circ\text{C}$)
θ_L	: temperatura del agua en el lago ($^\circ\text{C}$)
θ_e	: temperatura del agua a la entrada del conducto ($^\circ\text{C}$)
φ	: potencial hidráulico (N_t/m^2) $\varphi = \rho_w gZ + p$
φ_L	: potencial hidráulico en el lago (N_t/m^2)
φ_e	: potencial hidráulico a la entrada del conducto (N_t/m^2)
η	: viscosidad dinámica del agua

$$a_0 = \rho_i \quad ; \quad a_1 = K_0 \rho_i \quad ; \quad a_2 = - \frac{0,205 \text{ K}}{L} \left[\frac{2 \rho_w}{N^{\frac{1}{2}} \pi^{\frac{1}{2}} \eta} \right]^{4/5}$$

$$a_3 = \frac{1}{L N^{\frac{1}{2}}} \quad ; \quad a_4 = - \frac{\rho_w \sigma}{L \cdot N^{\frac{1}{2}}} \quad ; \quad a_5 = \frac{-\rho_w \sigma}{L}$$

FIG N° 1
REPRESENTACION ESQUEMATICA
DEL CONDUCTO

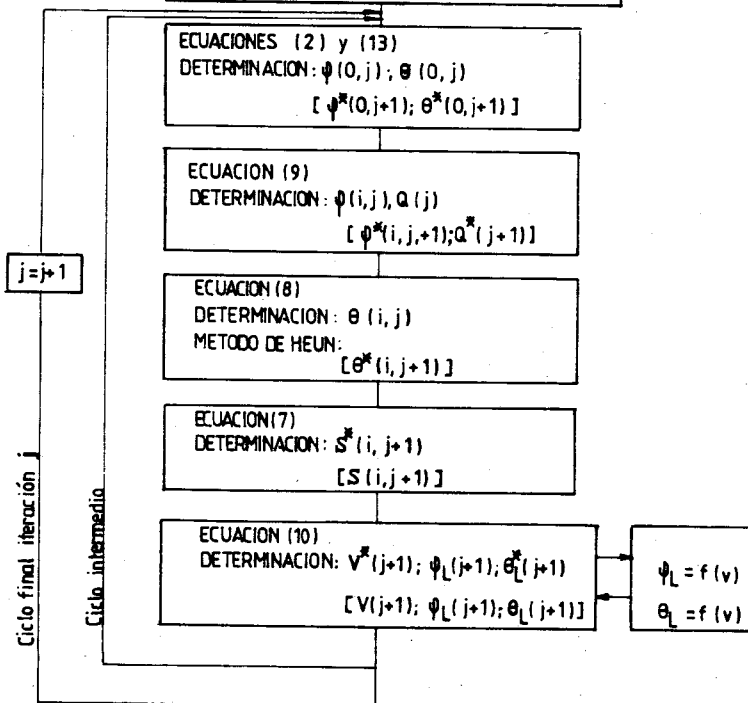


DATOS: $\phi_L = f(v)$; $\theta_L = f(v)$; $q_e(j)$; $q_s(j)$

PARAMETROS: N , K_0 , n , K_e

CONDICIONES INICIALES Y DE BORDE: $\theta(i,0)$; $S(i,0)$; $\phi_L(0)$; $\phi(n,j)$

FIG. N° 2 DIAGRAMA DE FLUJO



NOTA:

- i, j : Índices según ejes s y f respectivamente.
- $*$: Valores provisionarios
- $[]$: Cálculos en el ciclo final de la iteración j

FIG. 3 : PERFILES LONGITUDINALES

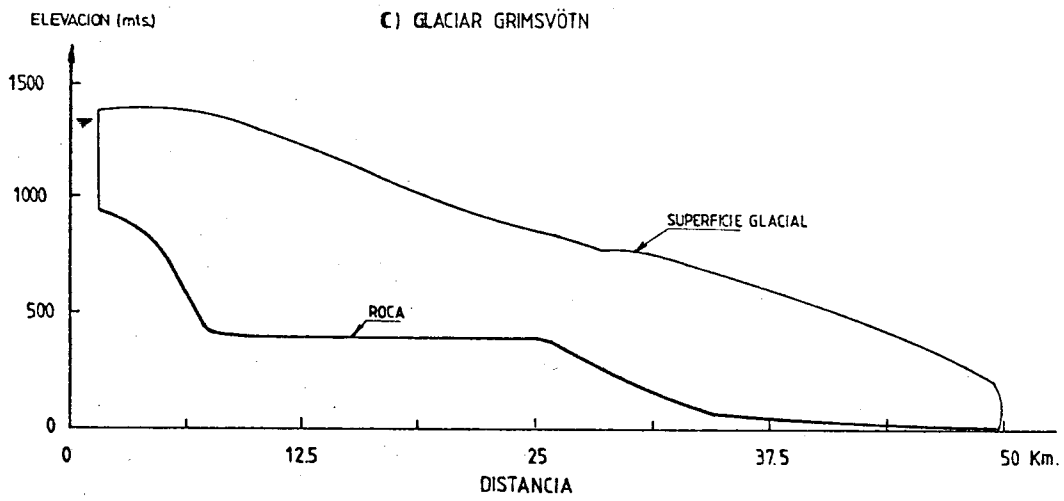
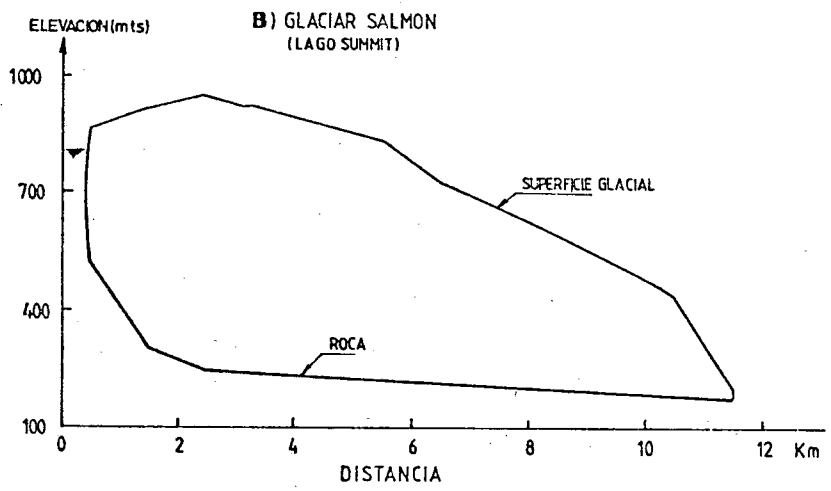
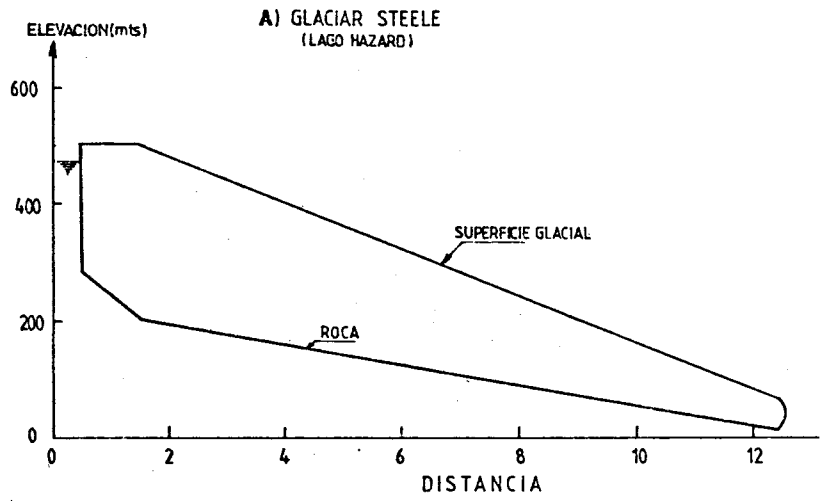


FIG. 4 : RESULTADOS CRECIDA LAGO HAZARD

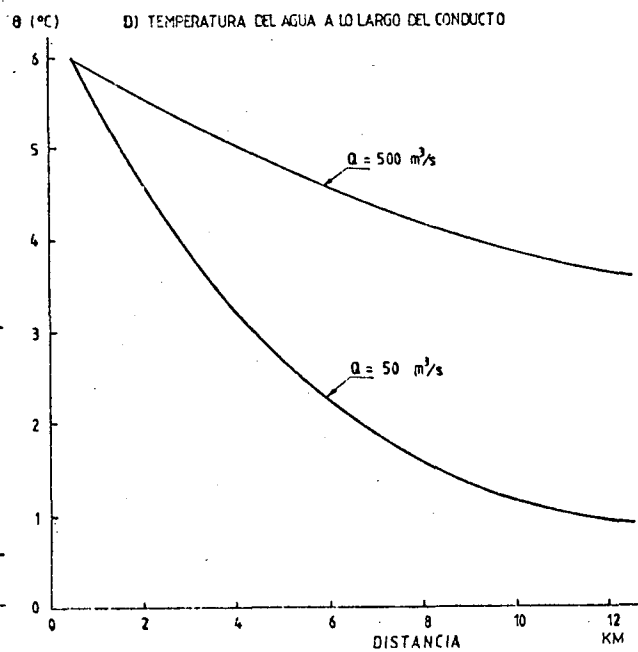
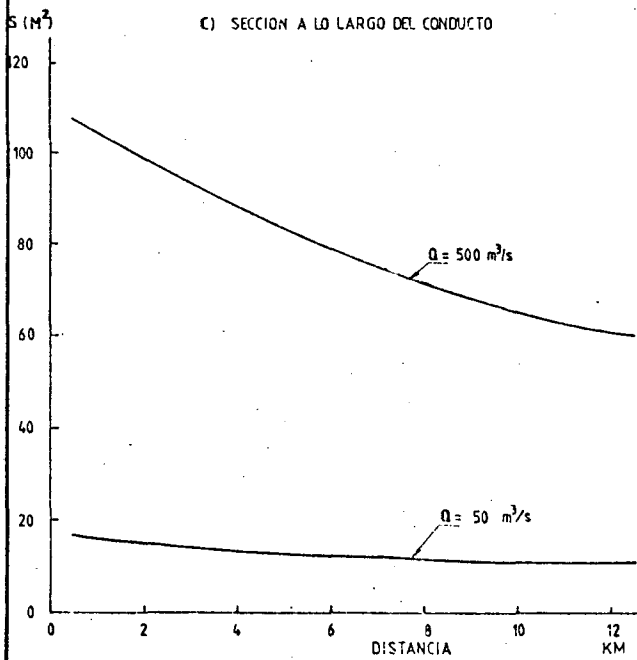
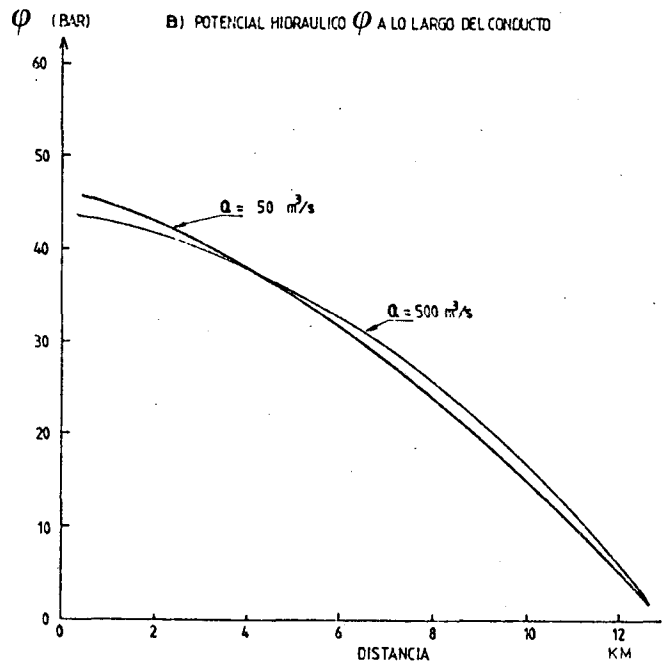
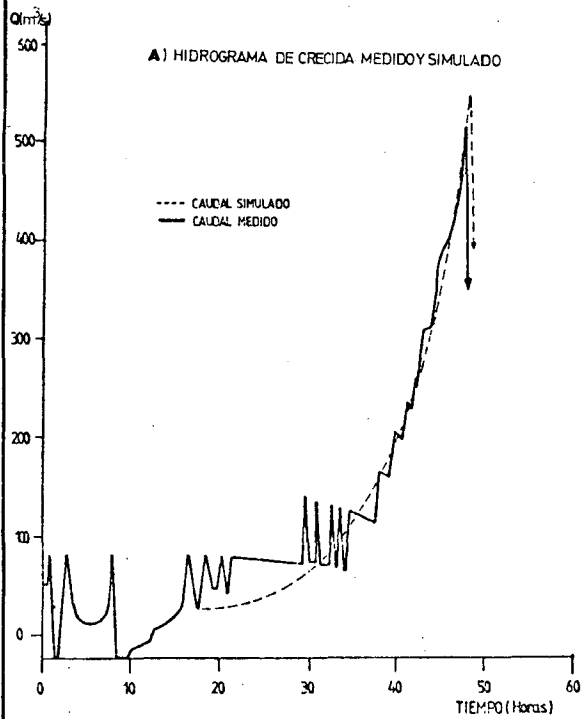


FIG. 5 : RESULTADOS CRECIDA LAGO SUMMIT

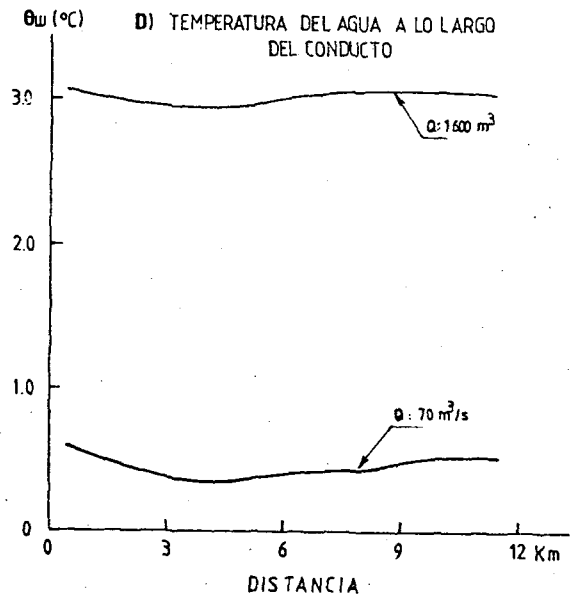
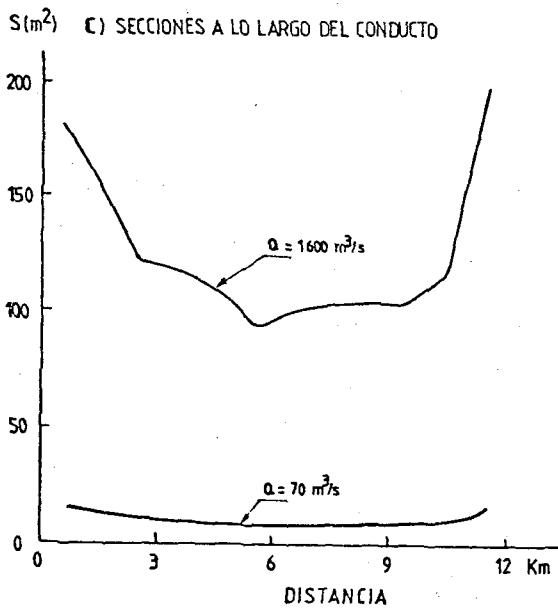
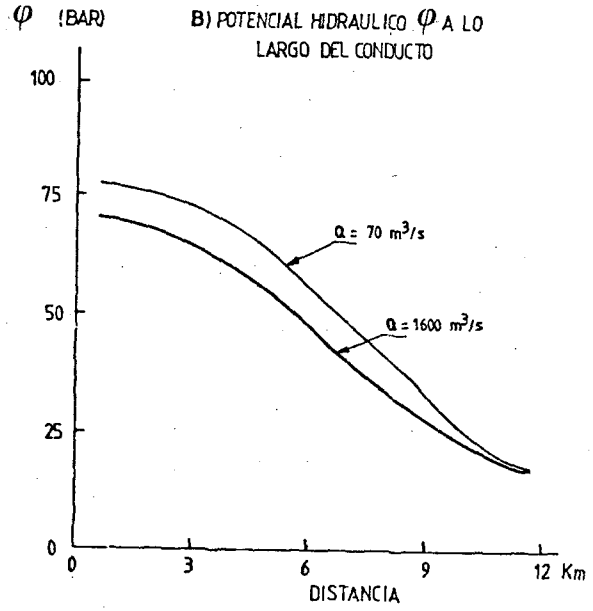
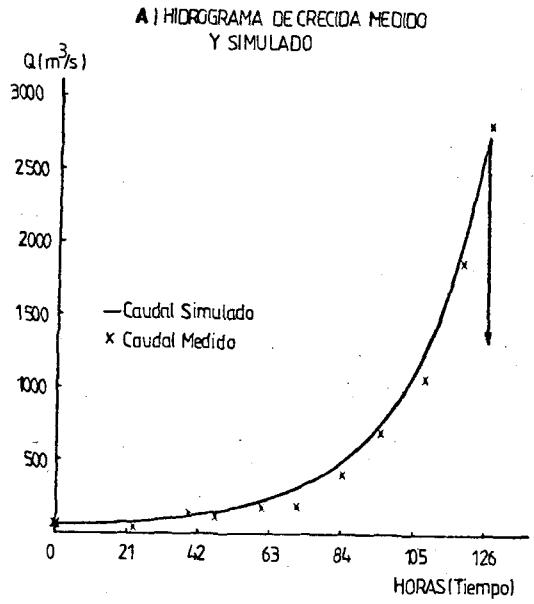
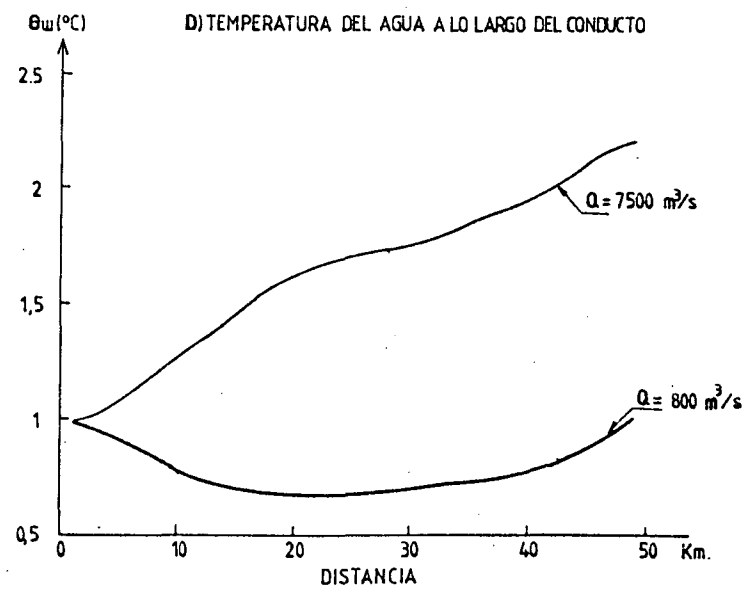
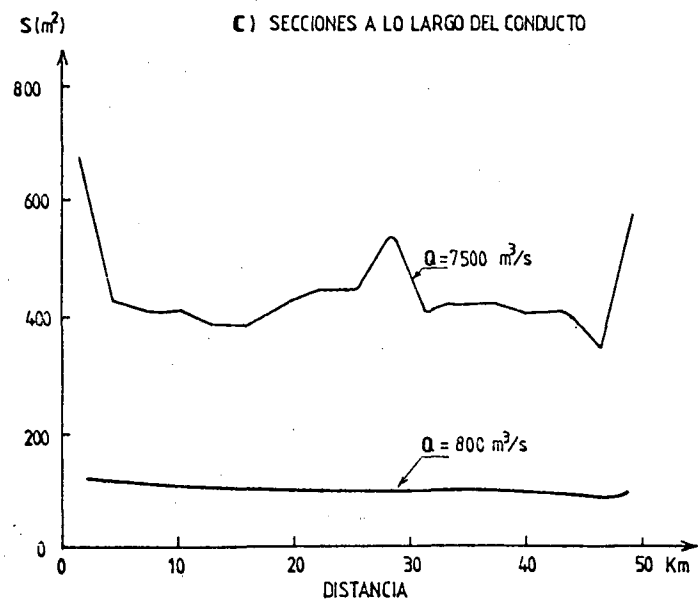
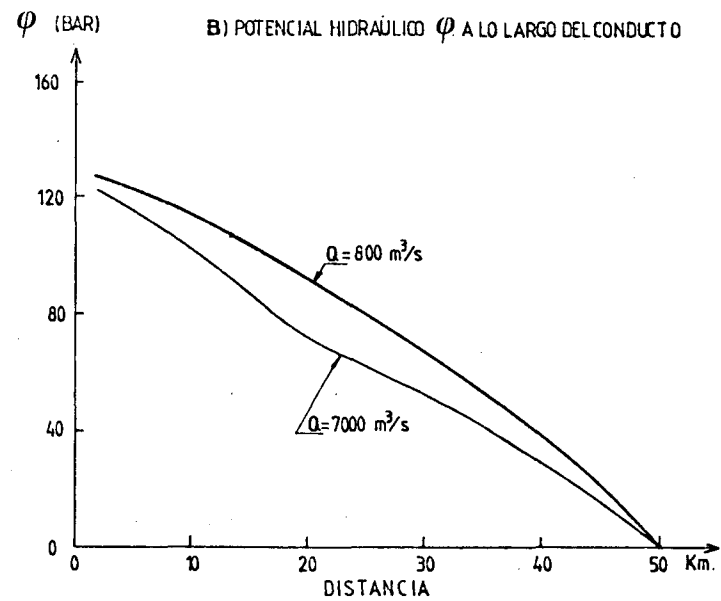
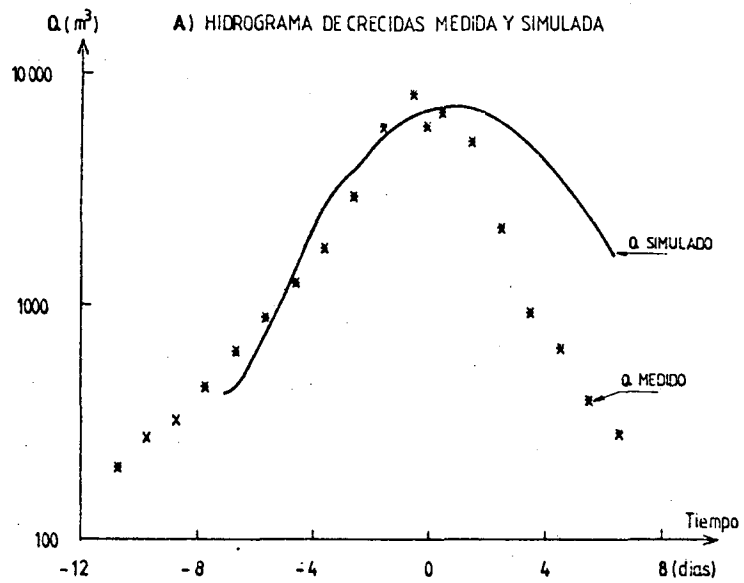


FIG. 6 : RESULTADOS CRECIDA LAGO GRIMSVÖTN



CUADRO N° 1. Características de las crecidas seleccionadas

	Unidades	L.Hazard	L. Summit	L.Grimsvötn
Caudal máximo	m ³ /s	516	2850	7800
Volumen de la crecida	Hm ³	19,6	250	3200**
Duración total de la crecida (aprox) -		30 hrs.	8 ds	18 ds
Longitud del túnel	Km	13,0	11,7	50
Espesor máximo de hielo	m	300	675	280
Desnivel entre nivel del lago y punto de salida	m	475	633	1340
Profundidad del lago	m	100	85	100**
Temperatura del agua en el lago	°C	6,0	0.5-4.0*	1.0*
Coefficiente de Manning (n')	m ^{-1/3} s	0,05*	0.035*	0.030*
Parámetro N	m ^{-8/3} Kg	132,5	64,9	47,7
Parámetro Ko	N _t ⁻³ m ⁻⁶ s ⁻¹	1,16x10 ⁻²⁴	1,16x10 ⁻²⁴	1,16x10 ⁻²⁴
Parámetro n	-	3*	3*	3*

* valor usado en la calibración

** valores considerados hasta el instante de interrupción del flujo