

**SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA**

**XI CONGRESO CHILENO**

**EVALUACION DE EFECTOS DE AUMENTOS DEL NIVEL DE TEMPERATURAS EN LA  
ACUMULACION Y DERRETIMIENTO DE NIEVE EN UNA CUENCA PLUVIO-NIVAL**

XIMENA VARGAS MESA (1)

PABLO MARTINEZ VIERTEL (2)

**RESUMEN**

Se presenta un modelo de simulación del proceso de acumulación y derritimiento de nieves. El modelo, a escala horaria, es calibrado y validado con información diaria registrada en la estación Los Broncos (3.519 m.s.n.m.), y luego es aplicado en la cuenca andina del río Mapocho, bajo diferentes escenarios de aumentos de temperatura que se consideran susceptibles de ocurrir en el futuro como efecto del calentamiento global que estaría experimentando el planeta.

Los resultados señalan dramáticas reducciones de la cobertura nival, tanto en espesor del manto como en área, cuando no se considera variaciones de la precipitación.

---

(1) Ingeniero Civil. Depto. de Ingeniería Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.  
(2) Ayudante de Investigación. Egresado de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

## **INTRODUCCION**

En la actualidad, una de las grandes preocupaciones de la comunidad científica proviene del calentamiento global del planeta derivado de una intensificación del efecto invernadero. Dicho mecanismo es controlado, principalmente, por el anhídrido carbónico presente en la atmósfera, el que al aumentar su concentración debería provocar un aumento de la temperatura del aire que nos rodea.

Las estimaciones del calentamiento invernadero indican, para Chile, un aumento promedio de 2 °C en la temperatura, lo que tendría una gran incidencia en la disponibilidad de recursos hídricos si se considera que en nuestro país la presencia de la cordillera de Los Andes en la zona central representa un sistema estacional de regulación natural. Los efectos que este calentamiento provoca son entonces un aumento del área pluvial aportante en las crecidas invernales, con el consiguiente aumento de la magnitudes del caudal máximo, y una reducción del área de acumulación nival, con la consiguiente disminución del volumen del recurso para la época de deshielo, siempre que se considere que la magnitud de la precipitación se mantenga en los mismos niveles hasta ahora observados.

Para cuantificar las magnitudes de las variaciones en la acumulación y derretimiento de nieves, se ha implementado computacionalmente un modelo del proceso, basado en el presentado por Amoroch y Espíldora (1966) y Ferrer (1967). Dicho modelo, a escala horaria, se calibra y valida en base a información diaria disponible en la cuenca alta del río San Francisco. El objetivo de este trabajo es presentar, junto a dichos resultados, los correspondientes a la aplicación del modelo con escenarios climáticos susceptibles de ocurrir en el futuro, como efecto de aumentos de temperatura.

## **MODELACION DEL PROCESO**

Un manto nival, consecuencia de la acumulación de nieve en el suelo, experimenta continuos cambios debido a los procesos de compactación, percolación de lluvia o agua derretida, derretimiento o congelamiento y por efecto de los cambios climáticos. Para modelar el proceso de acumulación resulta conveniente (Amoroch y Espíldora, 1966; Ferrer, 1967) utilizar un modelo geométrico que considera el manto nival dividido en capas; para estos efectos se ha estimado que una capa activa y otra pasiva representan adecuadamente el proceso. En la capa activa, cuyo espesor se fija de acuerdo a índices de penetración de la radiación solar, se producen los intercambios de calor con la atmósfera. La capa pasiva se ve

afectada por el agua que percola desde la capa activa y por el intercambio de calor entre la nieve y el suelo.

Para distinguir la ocurrencia de precipitación sólida o líquida sobre el manto, se adopta como criterio que para temperaturas del aire inferiores o iguales a 0 °C ésta es en forma de nieve, basándose en que esto ocurre en el 93% de los casos (US Army Corps of Engineers, 1956). La temperatura de la nieve nueva se estima igual a la temperatura del aire, mientras que su densidad se supone constante e igual 0,1 gr/cm<sup>3</sup> (valor que ocurre el 63% de las veces según la información disponible en la estación Los Bronces). La nieve cae en el intervalo  $\Delta T$  produce un cambio de la densidad  $P$  en el manto, que es posible evaluar con la fórmula propuesta por Yosida (Ferrer, 1967):

$$\rho_2 = \rho_1 \left( 1 + W \frac{\Delta T}{E_0} - K P_1 \right) \quad (1)$$

en que  $W$  corresponde al equivalente en agua, medido en cm, de la nieve nueva o de la capa activa, según la ecuación se aplique a la capa activa o a la capa pasiva respectivamente;  $E_0$  y  $K$  son constantes que dependen de la capa.

El derretimiento de un manto de nieve o el recongelamiento del agua retenida en él, se puede obtener en base a la evaluación de los procesos de transferencia de calor que ocurren en el manto. En la ecuación de balance de energía, los flujos principales corresponden a: radiación solar absorbida ( $H_{RDC}$ ); radiación neta de onda larga ( $H_{ROD}$ ), transferencia de calor sensible ( $H_{CONV}$ ); calor latente de condensación ( $H_{COND}$ ); conducción de calor desde el suelo ( $H_S$ ) y calor cedido por la lluvia ( $H_{LL}$ ). En consecuencia, el calor neto actuando sobre el manto puede evaluarse como:

$$H_t = H_{RDC} + H_{ROD} + H_{CONV} + H_{COND} + H_S + H_{LL} \quad (2)$$

Teniendo en cuenta que, en lo que a radiación solar se refiere, la información registrada es escasa, se plantea (Vargas y Martínez, 1993) la evaluación de aquella incidente sobre el manto en base a la radiación incidente en el límite exterior de la atmósfera, corregida por los efectos filtrantes de la atmósfera y nubes. El valor horario de dicha variable ( $H_{ext}$ , en cal/cm<sup>2</sup>/hr) puede estimarse (Muñoz, 1980) para cada día ( $i$ , medido a partir del 1 de enero) en función de la constante solar ( $S = 1,94$  cal/cm<sup>2</sup>/min) del ángulo horario del sol ( $W_s$ ), la latitud del lugar ( $\phi$ ) y la declinación solar ( $\delta$ ). Lo que determina la variación a lo largo del día de la radiación solar es el ángulo horario del sol que depende del mediodía solar (MED),

de la radiación solar es el ángulo horario del sol que depende del mediodía solar (MED), variable a lo largo del año según la hora de salida del sol (Hss), que no varía significativamente de un año a otro, y la longitud teórica del día (DD, en horas), estimada en base al ángulo horario de puesta del sol ( $W_s$ ). La metodología indicada para evaluar la radiación solar horaria incidente se sintetiza en las ecuaciones 3 a 7, donde se incluye además de la corrección por orientación (azimut,  $A_z$ ) e inclinación ( $\alpha$ ) de la ladera, el efecto de las nubes (FN) y transparencia de la atmósfera (CT). Finalmente, la radiación absorbida por el manto  $H_{ROC}$ , se estima a través de la ecuación 8 como la diferencia entre la incidente y la reflejada, que depende del albedo de la nieve ( $a$ ), considerado variable según la época del año.

$$MED = H_{ss} + \frac{DD}{2} \quad DD = 2 \cdot \frac{W_s}{15} \quad , \text{en hrs} \quad (3)$$

$$W_s = [15 \cdot \text{hora} - 180 + 15 \cdot (12 - MED)] \quad , \text{en } ^\circ \quad (4)$$

$$\cos W_s = -\tan \phi \tan \delta \quad \delta = 23,45 \cdot \sin\left(2\pi \frac{i+284}{365}\right) \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \cos \theta_T = & \cos \delta \cos W_s \cos \phi \cos \alpha + \cos \delta \cos W_s \sin \phi \sin \alpha \cos A_z + \\ & + \sin \delta \sin \phi \cos \alpha - \sin \delta \cos \phi \sin \alpha \cos A_z + \\ & + \cos \delta \sin \alpha \sin A_z \sin W_s \end{aligned} \quad (6)$$

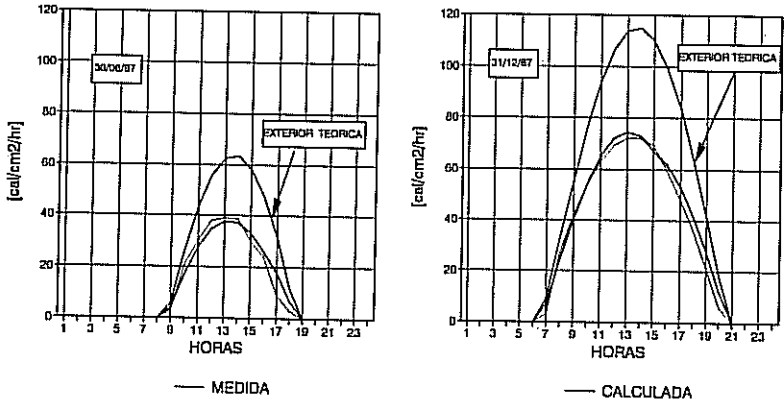
$$H_{oh} = 60 \cdot S \cdot \left[1 + 0,033 \cos\left(2\pi \frac{i+284}{365,24}\right)\right] \cos \theta_T \quad (7)$$

$$H_{ROC} = (1 - a) \cdot H_{oh} \cdot CT \cdot FN \quad (8)$$

El procedimiento descrito se verificó con información de radiación incidente disponible en Cerro Calán; a modo de ejemplo en la figura 1 se presenta el ajuste logrado para los días 30 de junio y 31 de diciembre de 1987.

Como fuentes emisoras de radiación de onda larga, se consideran principalmente la atmósfera ( $R_a$ ) y el manto nival ( $R_n$ ), y en menor grado las nubes y vegetación. En general, se supone que éstas emiten como cuerpo negro, por lo que se supone válida la ley de Stefan,  $R = E\sigma T^4$ , donde  $E$  es la emisividad,  $\sigma$  la constante de Boltzman y  $T$  la temperatura absoluta. La ecuación 9, donde  $K$  es un factor que depende del tipo de nubes, permite la evaluación del intercambio de radiación de onda larga en el manto, considerando una nubosidad  $N$ , estimada en base a las horas reales de sol ( $n$ ) y duración del día (DD), y que un porcentaje  $F$  de superficie está cubierto por vegetación.

FIG.1: RADIACION DE ONDA CORTA INCIDENTE, CERRO CALAN



$$R_a = 0,757 \cdot \sigma \cdot T_a^4$$

$$R_n = \sigma \cdot T_n^4$$

$$R_v = \sigma \cdot T_a^4$$

$$N = 1 - \frac{n}{DD}$$

$$H_{ROL} = F(R_v - R_n) + (1 - F)(R_a - R_n)(1 - KN) \quad (9)$$

Para el cálculo del calor de condensación y convección, se utilizan las expresiones recomendadas por el Corps of Engineers (1956), que se señalan en las ecuaciones 10 y 11 respectivamente:

$$H_{COND} = k_{COND} (Z_a \cdot Z_b)^{-\frac{1}{n}} (T_d - T_n) \cdot V_b \quad (10)$$

$$H_{CONV} = k_{CONV} (Z_a \cdot Z_b)^{-\frac{1}{n}} \left(\frac{P_a}{P_m}\right) (T_a - T_n) \cdot V_b \quad (11)$$

donde  $Z_a$  y  $Z_b$  son las alturas a las que se miden la presión de vapor del aire y la velocidad del viento ( $V_b$ ), respectivamente,  $T_a$ ,  $T_d$  y  $T_n$  son las temperaturas del aire, de punto de rocío y de la nieve y  $P_a$  y  $P_m$  corresponden a la presión atmosférica a nivel del mar y en el lugar, respectivamente. Para los parámetros  $n$ ,  $k_{CONV}$  y  $k_{COND}$  se adoptan los valores sugeridos por el Corps of Engineers.

El calor que cede la lluvia al manto de nieve se calcula en base a la precipitación efectiva sobre la superficie ( $P_e$ ), al calor específico del agua ( $c$ ) y la temperatura de la lluvia estimada como la del aire menos 1,3 °C.

$$H_{LL} = c \cdot P_e \cdot (T_a - 1,3) \quad (12)$$

Dependiendo de las condiciones del manto, y de las condiciones climáticas, como resultado del balance energético se puede producir derratimiento, lo que a grandes rasgos se esquematiza en el diagrama de bloques de la figura 2.

### CALIBRACION Y VALIDACION DEL MODELO

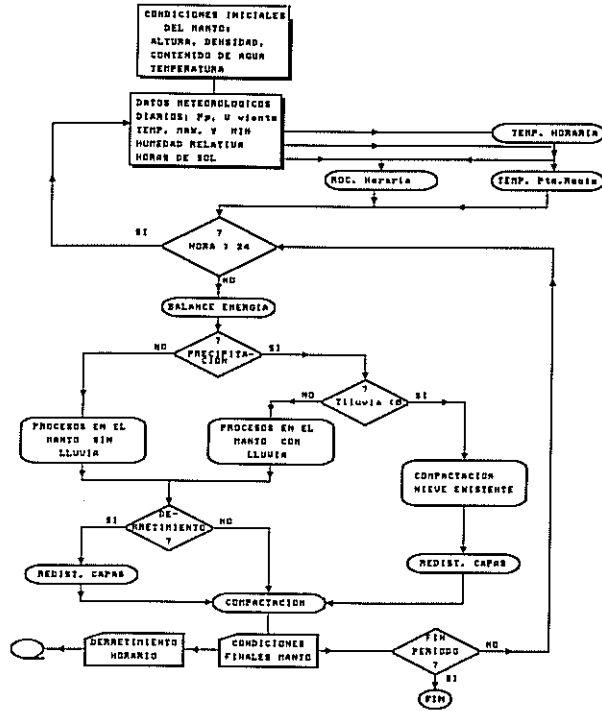
Para calibrar y validar el modelo se ha utilizado la información hidrometeorológica y de alturas medias diarias de nieve, registrada entre los años 1986 y 1990, en la estación Los Bronces (3519 m.s.n.m.; 33°17'14" latitud sur y 70°08'38" longitud oeste) de la Compañía Minera Disputada de Las Condes. En particular, el año 1987 fue escogido para la calibración de parámetros tales como el espesor de la capa activa (20 cm), el coeficiente de compactación (0,85) y el coeficiente del tipo de nubes (0,5). En las figuras 3 a 5 se compara los espesores medios diarios del manto nival observados con aquellos simulados por el modelo en años húmedos tales como 1987 y 1986, y en años secos tal como 1990, mientras que en la tabla 1 se muestran los espesores máximos mensuales del manto.

TABLA 1: ESPESORES MAXIMOS MENSUALES DEL MANTO NIVAL (cm)

LOS BRONCES.  $A_s = 270^\circ$ ;  $\alpha = 21.8^\circ$

MES	AÑO									
	1986		1987		1988		1989		1990	
	OBS	SIM	OBS	SIM	OBS	SIM	OBS	SIM	OBS	SIM
MAYO	112,7	96,9	50,3	49,1	19,7	16,2	66,5	34,2	5,7	2,9
JUNIO	205,3	198,4	88,2	72,2	9,5	8,4	11,8	12,7	44,0	26,1
JULIO	165,7	171,1	260,7	217,6	44,2	42,4	109,3	84,7	23,2	24,0
AGOST.	178,7	181,0	299,5	300,3	59,7	60,9	167,6	156,5	67,0	44,5
SEPT.	147,7	140,3	227,5	226,4	34,5	49,3	179,6	171,6	71,7	68,9
OCT.	76,7	52,0	156,0	158,4	-	-	40,0	33,5	-	-

Figura 2  
Diagrama de Bloques del Modelo



Se observa en general, que el modelo logra reproducir los máximos espesores del manto, aunque en algunos períodos el derretimiento es mayor que el observado, lo que se atribuye a una distribución horaria de las variables, en esos períodos, distinta de la variación considerada.

La variación temporal de la cobertura nival en una cuenca puede estimarse aplicando el modelo para diferentes cotas. En la figura 6 se presenta dicha variación para una de las laderas del río Molina, idealizada como un plano de 45% de pendiente y azimut  $A_z = 90^\circ$ .

FIG.3: CALIBRACION MODELO. 1987  
ESPEJOR DEL MANTO EN LOS BRONCES

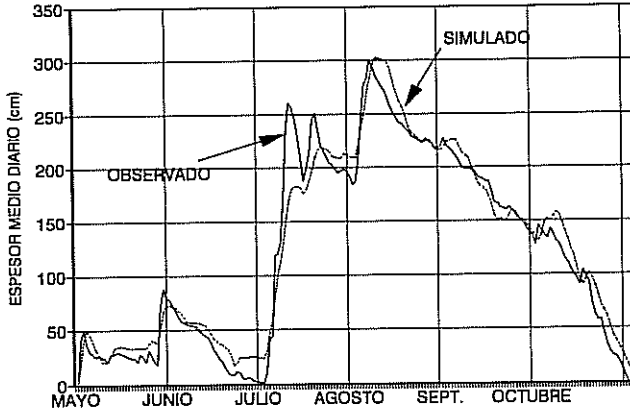


FIG.4: VALIDACION MODELO. 1986  
ESPEJOR DEL MANTO EN LOS BRONCES

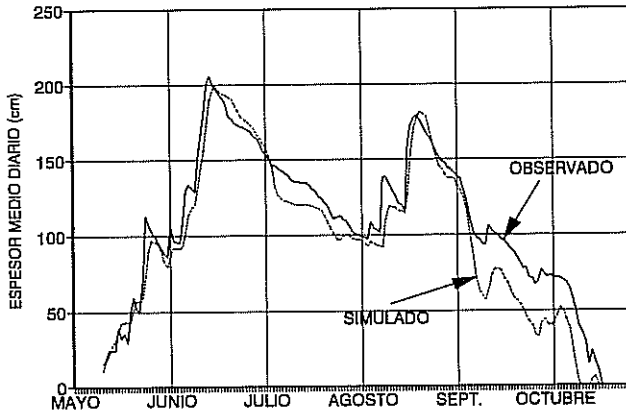




FIG.5: VALIDACION MODELO. 1990  
 ESPESOR DEL MANTO EN LOS BRONCES

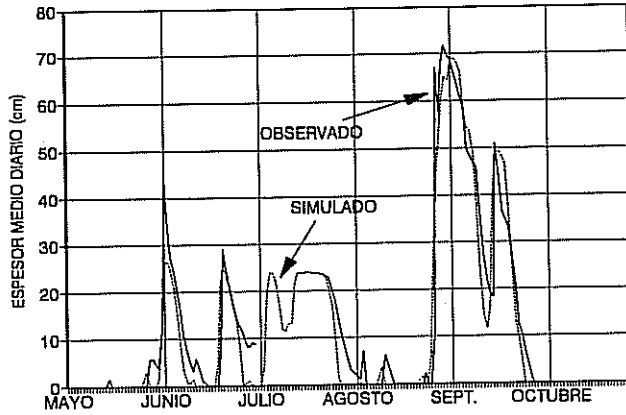
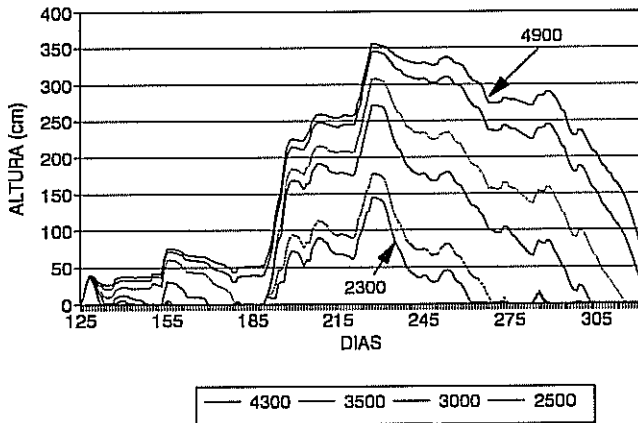


FIG. 6: EVOLUCION CUBIERTA NIVAL 1987  
 RIO MOLINA. Az=90; ALFA=24,2



Se observa también, que la evolución de la línea de nieve simulada por el modelo es compatible con los datos medidos por la Dirección General de Aguas, en los cerros Alto Los Leones, Nevado del Plomo y Cerro Negro. Así por ejemplo, en el año 1987 se tiene:

día	cota HLN med (msnm)	espesor (cm) simulado a cota (msnm)	
140	2300	4	2300
160	2501	0	2500
		21	3000
202	1581	60	2300
217	1502	67	2300

#### APLICACION DEL MODELO

El modelo se ha aplicado en algunas subcuencas pertenecientes a la cuenca andina del río Mapocho, con el fin de simular el efecto que aumentos de temperatura de hasta 2 °C causan en la cobertura nival de éstas, tanto en espesor del manto como en el área nival. En la figura 7 se presenta la evolución simulada del espesor del manto a la cota 3500 msnm, de la misma ladera señalada anteriormente del río Molina, cuando se considera un aumento constante de 2 °C en las temperaturas extremas diarias y se mantienen las precipitaciones en el nivel observado. Se observa una reducción de 35 cm en el espesor del manto y que a esa cota la nieve desaparece 8 días antes. En la figura 8 se esquematiza el espesor del manto nival simulado el día 253 del mismo año (10 de septiembre) en un corte longitudinal de la ladera; al comparar las dos situaciones, queda de manifiesto que ese aumento de temperaturas conlleva una reducción del 60% de área de cobertura nival y un volumen acumulado del orden de un 47% inferior.

Otros escenarios climáticos bajo los que se operó el modelo, indican reducciones del manto nival semejantes a la ya señalada. A modo de ejemplo, en la figura 9 se compara la evolución temporal del manto para escenarios de temperaturas registradas en los años 1986 a 1990 en el período pluvial, que significan aumentos del nivel de temperaturas entre 0,35 y 2 °C en el período de acumulación. Como era de esperar, en algunos períodos el espesor es mayor que el observado en el año 1987 pero no se logra superar el máximo espesor simulado en dicho año. Igualmente, se observa que el manto nival desaparece cerca de 1 mes antes en el escenario más cálido. Al comparar los espesores del manto nival simulados con estos

FIG. 7: ESPESORES MEDIOS DIARIOS  
RIO MOLINA. Az=90 ; ALFA=24,2

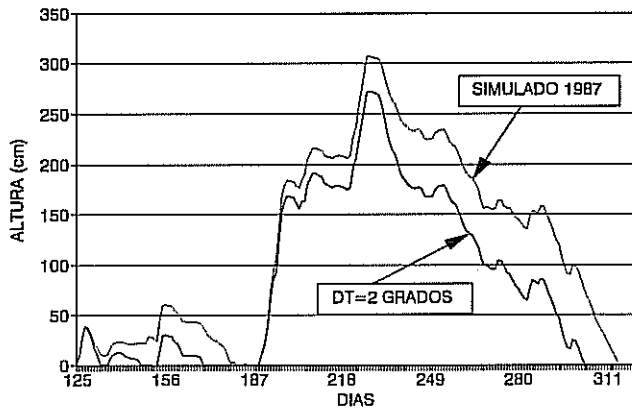


FIG. 8: COBERTURA NIVAL DIA 253-1987

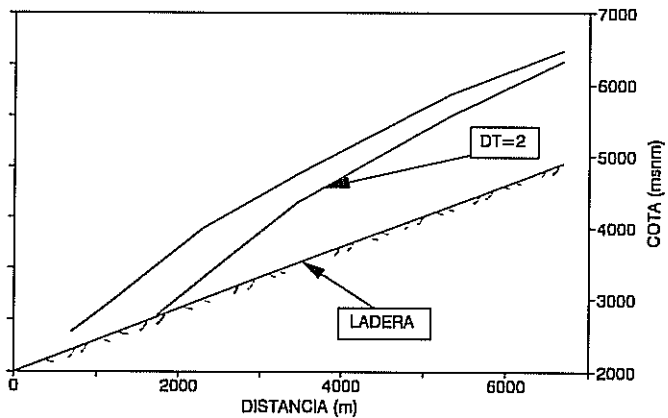
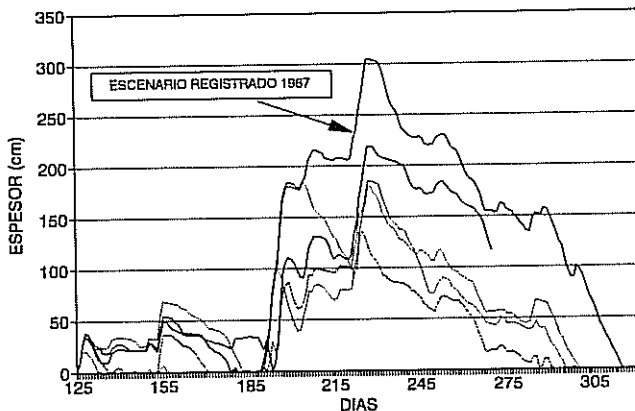


FIG. 9: ESCENARIO: AUMENTO TEMPERATURA  
LADERA ESTE RIO MOLINA.



escenarios con aquellos simulados para escenarios registrados, se concluye que estos resultan comparables entre sí. Esto también se aprecia en la tabla 2 para los máximos espesores simulados en la ladera este del río Molina.

TABLA 2: ESPESORES MAXIMOS SIMULADOS. LADERA ESTE RIO MOLINA.  
ESCENARIOS DE AUMENTOS DE TEMPERATURA.

Año	Espesor Máximo (1) (cm)	Espesor Máximo (2) (cm)	dTp-dTd (°C)
1987	304	219	0,35-0,05
		185	1,15-0,00
		185	1,80-0,00
1986	189	136	2,02-0,00
		50	0,87-0,73
		50	0,87-0,15
1988	61	45	0,65-0,73
		54	0,85-0,00
		37	1,50-0,00
1990	66	4	1,72-0,00
		68	0,22-0,60

- (1) espesor máximo simulado con escenario de precipitación y temperatura de año indicado
- (2) espesor máximo simulado con escenario de aumento de temperatura, dT, correspondiente al escenario de temperatura observado en período pluvial (dTp) o deshielo (dTd), o ambos, de otro año

En relación a la magnitud de los derretimientos, no se observó aumentos significativos de estos cuando se modeló el efecto de un aumento constante de temperatura; los otros escenarios ensayados correspondieron en general a aumentos de temperaturas en el período pluvial por lo que se obtuvieron menores espesores del manto y la consiguiente reducción del área nival, manteniéndose los derretimientos en los niveles observados. En ambos casos, dada la reducción de superficie cubierta por nieve, dichos derretimientos se traducen en caudales de deshielo inferiores a los observados. Vargas y Martínez (1993) en base a un modelo de función de transferencia, evalúan para años específicos el efecto que el aumento constante de temperatura tiene sobre los caudales en la estación Mapocho en Los Almendros; los valores determinados señalan disminuciones del orden del 50% en la magnitud del caudal máximo.

### CONCLUSIONES

De lo expuesto anteriormente, pueden extraerse las siguientes conclusiones principales:

- El modelo presentado simula razonablemente los espesores medios diarios del manto nival observados en la estación Los Bronces.
- La línea de nieve determinada usando el modelo de simulación, resulta compatible con los niveles observados.
- Un aumento constante del nivel de temperaturas extremas diarias en 2°C, origina disminuciones del espesor máximo del manto comprendidas entre 35 y 58 cm, lo que significa reducciones del orden de 18 a 35%, según el tipo de año. La disminución en el volumen acumulado al inicio de la temporada de derretimiento es del orden del 50%.
- Aumentos de temperatura de hasta 2°C en el período pluvial originan disminuciones del espesor y cobertura nival más severas que las anteriores, especialmente en los años secos.
- Al aumentar la temperatura los derretimientos resultan semejantes a los observados, sin embargo la disminución de la superficie cubierta por nieve origina caudales máximos de deshielo inferiores a los observados; igualmente, ello conduce a una disminución del caudal medio en el período de deshielo.

### Referencia Bibliográficas

Amoroch J. y B. Espildora, 1966 "Mathematical Simulation of the Snow Melting Processes" Water Science & Engineering Papers 3001. Department of Water Science and Engineering, University of California, Davis

**Ferrer P., 1967** "Optimización de un Modelo Matemático de Simulación de los Procesos de Acumulación y Derretimiento de Nieve" Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.

**Luna R., 1981** "Método para la Determinación de la Tasa de Derretimiento Máxima Probable en un manto de Nieve" Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad Técnica Federico Santa María

**Muñoz R., 1980** "Búsqueda de una Correlación para la Radiación Solar en Base a Variables Meteorológicas" Memoria para optar al título de Ingeniero Civil Mecánico. Universidad de Chile.

**Peña H., Escobar F. y Vidal F., 1985** "Procedimiento para la Estimación de Crecidas en Cuencas Nivales" VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica. Concepción. Chile.

**Salazar C., 1986** "Determinación del Derretimiento Nival en un Punto de la Alta Cordillera". Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.

**U.S. Army Corps of Engineers, 1956** "Snow Hydrology" North Pacific Division. Portland, Oregon.

**Vargas X. y P. Martínez, 1993** "Simulación de Caudales de Deshielo en Cuencas Pluvionivales. Aplicación en la Cuenca Alta del Río Mapocho." Centro de Recursos Hidráulicos, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile. CRH-93--I

## **RECONOCIMIENTO**

Los autores de este trabajo desean agradecer a FONDECYT por el financiamiento otorgado a través del Proyecto 1196-90.