



## I CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA AMBIENTAL EN SISTEMAS ACUÁTICOS, CChIASA

### **Contribución hídrica de los glaciares Tapado (29°S) y Pirámide (33°S) en la zona semi-árida de Los Andes chilenos**

**Alexis Caro<sup>1</sup>**  
**James McPhee<sup>2</sup>**  
**Shelley MacDonell<sup>3</sup>**  
**Álvaro Ayala<sup>4</sup>**  
**Francesca Pellicciotti<sup>5</sup>**

Los glaciares juegan un rol fundamental en el ciclo hidrológico en cuencas de alta montaña, considerando la creciente demanda del recurso hídrico durante años secos, periodos en que la contribución del agua glacial aumenta (Ohlanders, et al., 2013). En este contexto, se ha observado una reducción de la superficie glacial en los Andes de Chile (Rivera, et al., 2000; Rivera, et al., 2002; Bown, et al., 2008; Mendez, et al., 2010), asociada a cambios del clima (Aceituno, et al., 1992; CONAMA, 2006; Quintana & Aceituno, 2006; Falvey y Garreaud, 2009), a lo cual le seguirá una menor capacidad de aporte a los ríos (Baraer, et al., 2012).

A modo con contribución en el conocimiento de los procesos que intervienen en el comportamiento de la descarga hídrica de glaciares y el volumen que pueden aportar a sus respectivas cuencas, en ese trabajo se estudiarán dos glaciares cubiertos por detritos rocosos en la zona semi-árida de Los Andes chilenos, los glaciares Tapado (29°S) y Pirámide (33°S) durante un periodo caracterizado por bajos montos de precipitación (2013-2015), sus cuencas de aporte son presentadas en la Figura 1.

La metodología consistió en determinar el comportamiento hidrológico de la contribución glacial por medio del modelo TOPKAPI-ETH, el cual posee una base física y es distribuido espacialmente (Finger, et al., 2011; Ragetli y Pellicciotti, 2012). La preparación de los datos consistió en la recopilación de datos meteorológicos, hidráulicos, topográficas y glaciológicos, tales como: temperatura del aire, precipitación, transmisividad de las nubes, ancho del canal, profundidad del canal, coeficiente de Manning, límites de la cuenca, red hídrica, extensión glaciar y cobertura y profundidad de la capa de detritos, entre otros. Estos datos permitieron correr el modelo y distribuir las forzantes meteorológicas, determinar la radiación solar incidente, estimar el monto de derretimiento de hielo y nieve, y estimar el derretimiento bajo hielo glacial encontrado bajo cobertura detrítica, otro proceso relevante fue la simulación de la distribución de la nieve.

---

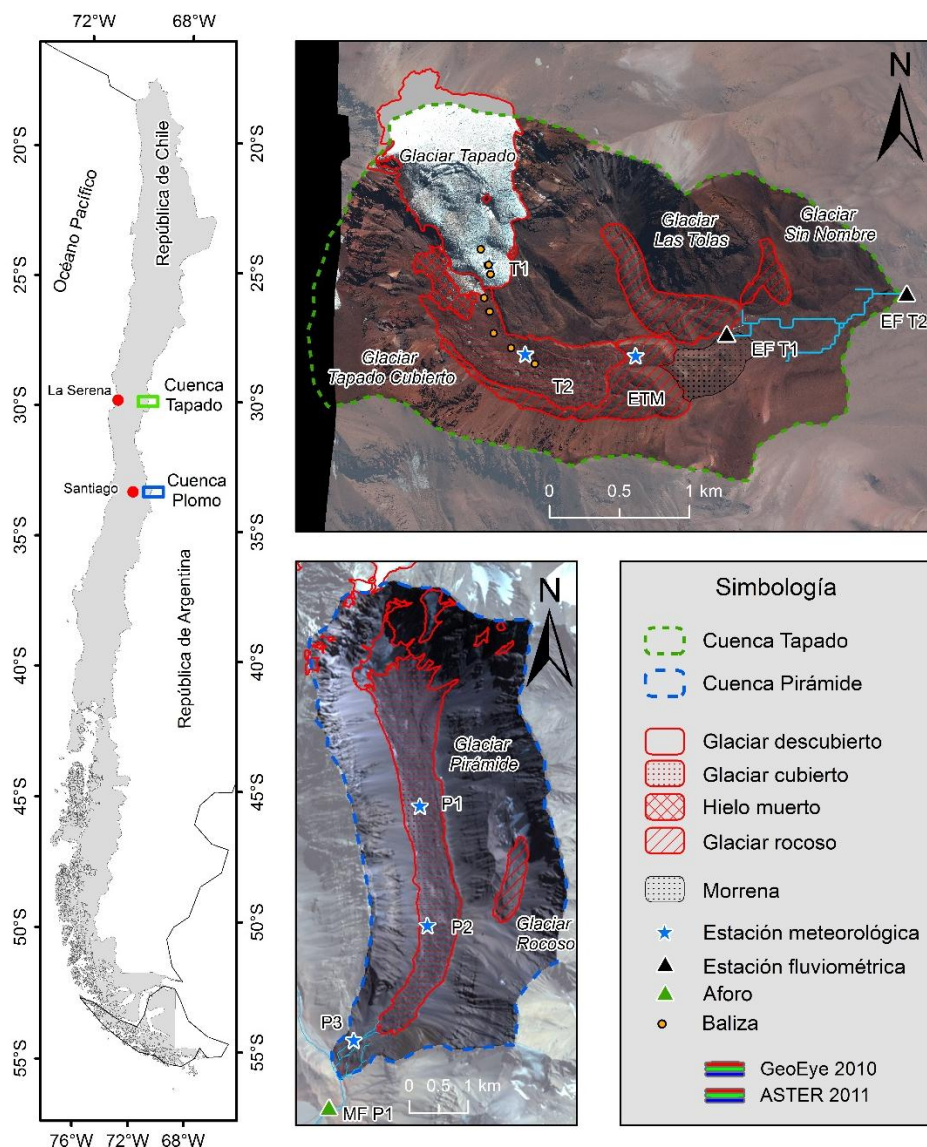
<sup>1</sup>AMTC, Universidad de Chile. Departamento de Geología, Universidad de Chile/a1, dennyscaro@ug.uchile.cl

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile/a1, jmcphoe@u.uchile.cl

<sup>3</sup>Grupo de Glaciología, Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas/a1, shelley.macdonell@ceaza.cl

<sup>4</sup>Institute of Environmental Engineering, Swiss Federal Institute of Technology Stefano-Franscini-Platz 3 /a1, ayala@ifu.baug.ethz.ch

<sup>5</sup>Department of Geography, Northumbria University/a1, pellicciotti@ifu.baug.ethz.ch



**Figura 1:** Ubicación de las cuencas Tapado y Pirámide

Posteriormente, los resultados del modelo fueron calibrados en seis etapas: distribución de la temperatura, distribución de la precipitación, variación del albedo en superficie glacial, derretimiento en nieve y hielo, escorrentía glacial y escorrentía en suelo. Para llevar a cabo los pasos de calibración fue fundamental utilizar los registros continuos y mediciones puntuales llevadas a durante los años 2013 y 2015, tales como registros de estaciones meteorológicas automáticas, mediciones de emergencia en balizas y de densidad de nieve y estaciones fluviométricas, entre otros.

Un resumen de los parámetros calibrados para los glaciares Tapado y Pirámide es presentado en la Tabla 1.



**Tabla 1:** Parámetros calibrados en el modelo Tapado y Pirámide durante el periodo 2013-2015

Parámetro	Descripción	Valor calibrado Tapado	Valor calibrado Pirámide	Unidad	Valor literatura*
<i>Entradas meteorológicas</i>					
$T_G$	Gradiente temperatura	-	-	$^{\circ}\text{C m}^{-1}$	0,0047-0,0076
$P_G$	Gradiente de precipitación	-	-	$\%100 \text{ m}^{-1}$	40
<i>Redistribución de nieve por gravedad</i>					
$Slope_{max}$	Pendiente máxima	0,9	0,9		0,9
$SGR_a, SGR_c$	Espesor de la nieve respecto al gradiente de ladera, en función de regresión exponencial (2 parámetros)	0,17245 y 250	0,17245 y 250		250, 0,17245
<i>Derretimiento de nieve y hielo</i>					
$\alpha_{max}$	Albedo de nieve fresca	0,760	0,828		0,82-0,97
$r_d$	Declinación del albedo de nieve	0,190	0,102		0,112-0,155; 0,34
$\alpha_{hielo}$	Albedo glacial	0,3	0,2		0,10-0,28
$\alpha_{reset}$	Tasa de precipitación umbral para resetear el albedo de nieve	1	0,04	$\text{mm d}^{-1}$	1
$P_T$	Umbral de temperatura aire para estado de precipitación (nieve/luvia)	1	1	$^{\circ}\text{C}$	-1 a 3
$SRF$	Factor de radiación de onda corta	0,0034	0,0061	$\text{mm h}^{-1}\text{W}^{-1}\text{m}^2$	0,0048-0,0106
$SRF_{FAC}$	$SRF$ factor para cobertura detrítica	0,0018	0,0114	$\text{mm h}^{-1}\text{W}^{-1}\text{m}^2$	
$TF$	Factor de temperatura	0,1438	0,0537	$\text{mm h}^{-1}\text{C}^{-1}$	-0,03 a 0,18
$TF_{FAC}$	$TF$ factor para cobertura detrítica	0,00046193	0,0170	$\text{mm h}^{-1}\text{C}^{-1}$	
$T_T$	Umbral de temperatura para el derretimiento	0,5	1	$^{\circ}\text{C}$	-6 a 6
$d$	Espesor detritos rocosos	0,07-1	0,01-0,6	m	0,1-2,5
$\alpha_d$	Albedo detritos rocosos	0,16	0,15		0,15
$lag_1, lag_2$	Modelo $ETI$ para detritos rocosos	30 y 1	36 y 1		16, 2
$T_{mod}$	Disminución de T en glaciar	3	1		0-2,86; 0,71
$T_{modd}$	Aumento de T en glaciar cubierto	0	0,3		0,75
<i>Rutina para agua derretimiento glaciar</i>					
$k_{hielo}$	Constante de almacenamiento para derretimiento de hielo	70	5		14-40; 72
$k_{nieve}$	Constante de almacenamiento para derretimiento de nieve sobre glaciar	200	45		100-200; 240
<i>Suelo</i>					
$k_h$	Conductividad del suelo horizontal en saturación	0,01	0,0001	$\text{m s}^{-1}$	
$k_v$	Conductividad del suelo vertical en saturación	0,01	0,001	$\text{m s}^{-1}$	
$k_{hbs}$	$Kh$ bajo la capa de suelo	0,01	0,00001	$\text{m s}^{-1}$	
$k_{vbs}$	$Kv$ bajo la capa de suelo	0,01	0,0001	$\text{m s}^{-1}$	
$s$	Profundidad del suelo	1	1	m	
$s_{bs}$	Profundidad del suelo bajo la capa del suelo	3	10	m	
$\phi_i$	Contenido de humedad residual del suelo	0,02	0,02	%	
$\phi_s$	Contenido de humedad en suelo saturado	0,3	0,7	%	

\*Valores extraídos desde investigación previas (Finger, et al., 2011; Ragetti & Pellicciotti, 2012).



Los principales resultados provenientes de los modelos TOPKAPI-ETH calibrados para las cuencas Tapado y Pirámide permitieron reconocer una alta relevancia del balance de masa glacial en la escorrentía.

En Tapado, durante los dos años de estudio, la altitud de la línea de equilibrio (ELA) se encuentra más baja durante el periodo húmedo 2013-2014 alcanzando los 4.600 m.s.n.m. si se le compara con el periodo seco 2014-2015 donde la ELA se eleva hasta los 5.200 m.s.n.m. Durante el periodo seco, observando las zonas del glaciar Tapado, la ELA encontrada a menor elevación podría verse controlada por el efecto de la cobertura detrítica la cual comienza a aumentar su extensión a menor elevación. En el periodo húmedo, la cobertura de detritos no contribuye a elevar la ELA, posiblemente asociado a la presencia prolongada de la cobertura de nieve, año de mayor precipitación respecto a 2014-2015, donde el gradiente de elevación de la ELA entre el periodo húmedo y seco es de 600 m aproximadamente. Por otro lado, el glaciar Pirámide, con una mayor extensión altitudinal que Tapado, aunque encontrada a menor elevación promedio, mostró una ELA bajo la elevación del frente del glaciar durante ambos periodos, indicando un Balance de Masa (BM) negativo sobre toda la superficie del glaciar. El BM es negativo en la zona descubierta de detritos durante el periodo seco y húmedo, sin embargo, se logra un BM positivo efectivo sólo durante el periodo húmedo entre los 3.800-4.000 m.s.n.m, coincidiendo con el aumento de la cobertura detrítica y suelo en la cuenca en dicha elevación. La diferencia entre el BM positivo y negativo observado para los periodos húmedo y seco, respectivamente, no puede ser explicado por un aumento en la cobertura detrítica sobre el glaciar, pero si por la caída de nieve desde las laderas. De manera similar, la tendencia al BM positivo en la zona del glaciar bajo los 3.600 m.s.n.m. se explica por el aumento del espesor de la cobertura detrítica, como es la tendencia en glaciares de montaña (Nicholson & Benn, 2006) y ha sido medido en el glaciar Pirámide (Ayala, et al., 2016).

En este contexto, se entiende que el BM controlará la descarga glacial, el cual es controlado a su vez por la precipitación y la cobertura de detritos, principalmente. Durante el periodo húmedo 2013-2014 las cuencas Tapado y Pirámide presentaron una mayor contribución proveniente de la nieve, con el 78% y 52%, respectivamente, sin embargo durante el periodo seco 2014-2015 la mayor contribución provino desde hielo glacial con 55% en Tapado y 77% en Pirámide (Tabla 2). A diferencia de la cuenca Tapado, Pirámide presenta un alto porcentaje de contribución de hielo a la escorrentía durante ambos periodos estivales por sobre el 48% del volumen estimado.

**Tabla 2:** Contribución de nieve y hielo glacial en las cuencas Tapado y Pirámide durante el periodo Oct-Mar entre 2013-2015

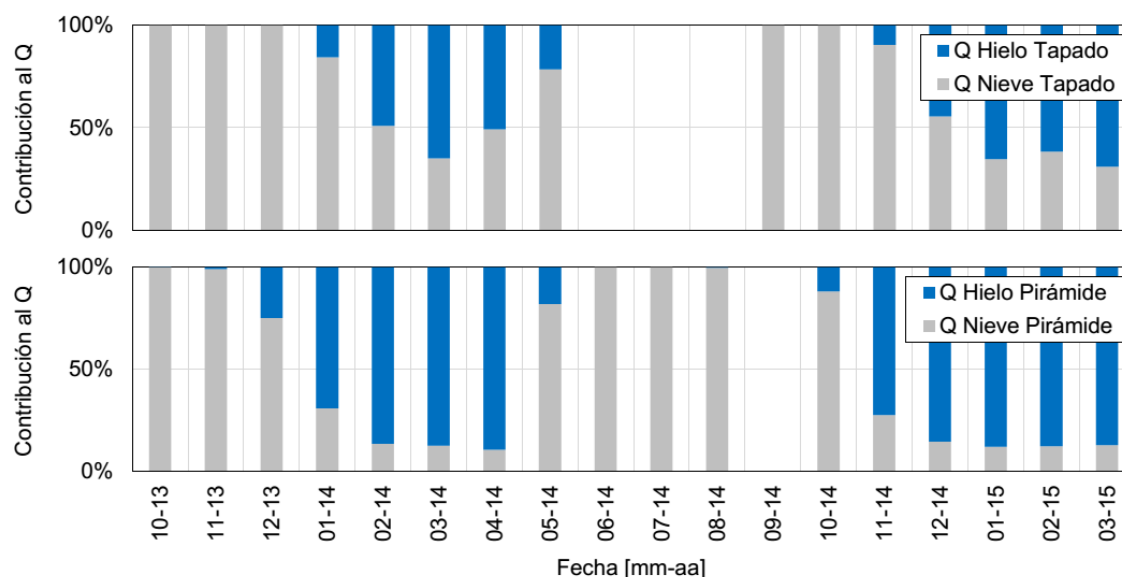
Periodo Oct-Mar	Fuente	Glaciar Tapado		Glaciar Pirámide	
		Q promedio [ $m^3 s^{-1}$ ]	%	Q promedio [ $m^3 s^{-1}$ ]	%
2013-2014	Nieve	0.23	78	2.72	52
	Hielo	0.06	22	2.51	48
2014-2015	Nieve	0.20	45	1.14	23
	Hielo	0.25	55	3.83	77

La contribución de hielo glacial, a escala mensual, en Tapado durante el periodo 2014 se observa durante cinco meses alcanzando porcentajes sobre el 50% en tres de ellos, siendo marzo (65%) el mes de mayor contribución de hielo a la cuenca (Figura 2). En el mismo periodo, Pirámide presenta seis meses de contribución de hielo glacial, donde en



cuatro de ellos la contribución supera el 50%, con un mayor aporte durante abril (89%). Durante el periodo 2015, en Tapado, la contribución de hielo glacial a la escorrentía se adelanta dos meses respecto al año anterior, observándose el aporte desde noviembre hasta marzo, siendo posible que la contribución se mantuviera hasta por lo menos mayo, como fue observado durante el periodo húmedo. En Tapado se observaron tres meses con aportes superiores al 50%, siendo el mes de mayor aporte marzo (69%). Para Pirámide, durante el periodo seco, se observan seis meses con aporte de hielo glacial, comenzando en octubre, mostrando cinco meses un aporte superior al 50% con el máximo estimado en enero (88%) seguido de febrero (87%) y marzo (87%). Al igual que en Tapado, en Pirámide es posible que la contribución glacial alcance el mes de mayo, alimentando a la cuenca durante 8 meses en un año seco.

**Figura 2:** Porcentaje de hielo aportado a la escorrentía de las cuencas Tapado y Pirámide durante el periodo 2013-2015



Finalmente, se concluye que la escorrentía proveniente de los glaciares Tapado y Pirámide se encuentra condicionada por el balance de masa glacial, balance en el cual interviene la extensión temporal de la cobertura de nieve y del espesor de detritos.

### Agradecimientos

Los autores de este trabajo agradecen el financiamiento del proyecto DGA “Modelación del Balance de Masa y Descarga de Agua en Glaciares del Norte Chico y Chile Central” cuyo Jefe de proyecto es la Dra. Shelley MacDonell del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA) en colaboración con el departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, a cargo del Dr. James McPhee.

### Referencias

Aceituno, P., Fuenzalida, H. y Rosenbluth, 1992. Climate along the extratropical Westcoast of South



America. En: H. Mooney, B. Kronberg & E. Fuentes, edits. *Earth Systems responses to global change*. s.l.:Academic Press, pp. 61-69.

Baraer, M. Mark, B., McKenzie, J., Condom, T., Bury, J., Huh, K., Portocarrero, C., Gómez, J., Rathay, S. 2012. Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58(207), pp. 134-150.

Bown, F., Rivera, A. y Acuña, C., 2008. Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, Volumen 48, pp. 43-48.

CONAMA, 2006. *Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI:Informe Final*. Santiago: Universidad de Chile

Falvey, M. y Garreaud, D., 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research*, Volumen 114, pp. 1-16.

Finger, D., Pellicciotti, F., Konz, M., Rimkus, S. y Burlando, P. 2011. The value of glacier mass balance, satellite snow cover images, and hourly discharge for improving the performance of a physically based distributed hydrological model. *Water Resources Research*, 47(7), pp. 1-14.

Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45(149), pp. 101-111.

Mendez, M., Smith, P., Caro, D., Leon, Y. y Rivera, A. 2010. *Inventory and recent frontal variations of Glaciers in the Northern Chilean Volcanoes (17°30'to 21°S)*. Valdivia, Chile, s.n.

Ohlanders, N., Rodriguez, M. y McPhee, J., 2013. Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology Earth System Sciences*, Volumen 17, p. 1035–1050.

Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M. y Corripio, J. 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51(175), pp. 573-587.

Quintana, J. y Aceituno, P., 2006. *Trends and interdecadal variability of rainfall in Chile*. Brazil, s.n., pp. 371-372.

Ragetti, S. y Pellicciotti, F., 2012. Calibration of a physically-based, fully distributed hydrological model in a glacierized basin: on the use of knowledge from glacio-meteorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48(3).

Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G. y Bown, F., 2002. Use of remote sensing and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to the sea level rise. *Annals of Glaciology*, Volumen 34, p. 367–372.

Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C. y Lange, H., 2000. Variaciones recientes de Glaciares en Chile. *Investigaciones Geográficas*, Volumen 34, pp. 25-52.