

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVI CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**VALIDACIÓN DE PREDICCIONES DE DERRETIMIENTO DE NIEVE CON
MODELO WRF EN CUENCA ALTA DEL RÍO MALLECO**

NICOLÁS CARREÑO R.¹
ROCÍO ORMAZÁBAL R.²
ALEJANDRA STEHR G.³
ANDRÉS SEPÚLVEDA A.⁴

RESUMEN

Este estudio busca evaluar la viabilidad y contribución de las variables outputs del modelo atmosférico WRF para alimentar un modelo de balance de energía y así predecir el derretimiento y acumulación de nieve en la cuenca alta del río Malleco. Se realizan 3 simulaciones numéricas en la cuenca alta del río Malleco con una resolución espacial horizontal de 1 km, que contemplan distintas parametrizaciones físicas, condiciones iniciales y de borde para el periodo comprendido entre el 7 y 14 de septiembre del 2011. Luego se validan las salidas del modelo con datos de dos estaciones meteorológicas en la cuenca de estudio, y usando indicadores estadísticos (RMSE y BIAS). Finalmente, se calcula la energía acumulada para el derretimiento y tasa de derretimiento. Para comparar con observaciones, se realiza un balance de masa en la cuenca que se contrasta con datos de cubierta y espesor de la capa de nieve obtenidas a partir de imágenes MODIS. Los resultados preliminares indican que el modelo WRF reproduce correctamente la variación diurna de temperatura y radiación solar entrante, aunque con un sesgo positivo promedio de 3°C y 40 W/m² respectivamente. Los flujos radiativos son correctamente calculados por el modelo, en términos de distribución espacial y órdenes de magnitud. Sus valores van entre 30 y 70 W/m² para la radiación de onda corta neta y entre -59 y -50 W/m² para la radiación de onda larga neta.

¹ Asistente de Investigación, DGEO, Universidad de Concepción – email: nicocarreno2018@gmail.com

² Asistente de Investigación, DGEO, Universidad de Concepción – email: rociormazabalr@gmail.com

³ Profesor Asociado, Depto. de Ingeniería Ambiental, FCA, Universidad de Concepción - email: astehr@udec.cl

⁴ Profesor Asociado, DGEO, FCFM, Universidad de Concepción - email: hectorsepulveda@.udec.cl

1. INTRODUCCIÓN

En las zonas montañosas y las latitudes altas, la nieve estacional se define como una componente crítica del ciclo hidrológico y el balance energético de la superficie (Hammond, 2018). Aun así, existe dificultad histórica en caracterizar de manera espacial la profundidad de nieve y SWE (Snow Water Equivalent) en Andes extratropicales (Mendoza et al., 2020). Esto principalmente para finales de invierno, donde la distribución nival en profundidad es importante para los caudales de primavera – verano en alta montaña, sabiendo la limitación en observación terrestre e incertidumbre de la redistribución de la precipitación sólida (McPhee et al., 2022). Por ello, a modo de ejemplo los caudales de la cuenca del río Maipo se utilizan para una serie de actividades económicas, como abastecimiento de agua potable, riego, hidroelectricidad, turismo y recepción de aguas servidas tratadas (DGA, 2004). Esta agua proviene de la nieve acumulada en la cordillera de los Andes, la cual posee una larga extensión con alturas que van desde los 1000 - 1500 m s.n.m en latitudes medias, hasta sobre los 5000 m s.n.m en latitudes subtropicales y ecuatoriales. En promedio, las grandes alturas alcanzadas en la zona norte-centro del país sobrepasan la isoterma cero grados (Carrasco et al., 2008; Mardones y Garreud, 2020) lo que, sumado a la predominancia de tormentas de invierno producidas por el paso de frentes fríos durante los meses de mayo y agosto (Falvey y Garreud, 2007), permite el desarrollo de un manto nieve sobre la cordillera de los Andes que se acumula en la temporada invernal y se derrite en primavera y principios de verano.

El derretimiento del manto nival depende del flujo neto de calor que éste posea, el que a su vez depende de otros flujos que aportan o quitan calor al sistema y que ocurren en los niveles más altos y bajos de la capa de nieve. Es por ello por lo que el uso de los resultados de la predicción meteorológica numérica como entrada del modelo de deshielo puede ayudar a predecir la escorrentía de deshielo con antelación (Zahmatkesh et al., 2019). Hoy en día, los modelos numéricos de predicción meteorológica más avanzados del mundo incluyen el modelo MM5 desarrollado conjuntamente por la Universidad Estatal de Pensilvania y el Centro de Investigación Atmosférica de Estados Unidos (Grell et al., 1994), los modelos NCEP y WRF desarrollados por el Centro Nacional de Medio Ambiente de Estados Unidos (Kanamitsu et al., 2002; Skamarock et al., 2005), el modelo europeo a medio plazo ECMWF desarrollado por el Centro de Predicción Meteorológica (Palmer et al., 2007), y GRAPES desarrollado por la Administración Meteorológica China (Shen et al., 2020), etc.

La generación actual de modelos meteorológicos regionales que utilizan el modelo de Investigación y Predicción del Tiempo (WRF; Skamarock et al., 2008), en Krogh et al. (2022) lo acoplan al modelo de superficie terrestre de Parametrización Múltiple Noah (Noah-MP; Niu et al., 2011), como NoahMP-WRF, en donde ha mostrado resultados prometedores para modelar procesos atmosféricos y de nieve en los Estados Unidos (He et al., 2019; Liu et al., 2017; Musselman et al., 2017; Scaff et al., 2020). Además, estos modelos atmosféricos de alta resolución han sido de gran utilidad para nuevas mejoras (Lundquist et al., 2019). Por ejemplo, las simulaciones de nieve se han utilizado para cuantificar el deshielo de las montañas y la respuesta del caudal de los arroyos al cambio climático (Musselman et al., 2017, 2018). Teniendo esto en consideración, se propone en este trabajo de que las salidas del modelo regional WRF permiten calcular valores de acumulación y derretimiento del manto nival en la cuenca alta del río Malleco a través de un modelo distribuido basado en el balance de energía acoplado a salidas del modelo WRF.

2. METODOLOGÍA

2.1 ZONA DE ESTUDIO

El estudio se sitúa sobre la cuenca alta del Río Malleco, localizada en la Región de la Araucanía, Chile. Tiene un área aproximada de 27 km² y pertenece a la subcuenca del río Vergara (Figura 1). Se sitúa aproximadamente entre las latitudes 38°12' y 38°14'S y entre las longitudes 71°47' y 71°41'O. La cuenca posee la forma de un valle con alturas que van desde los 900 hasta los 1800 m.s.n.m. y se ubica en la zona precordillerana de Chile, lo que se traduce en la predominancia de precipitaciones de carácter orográfico y de alta frecuencia en el período invernal, lo que a su vez conlleva a la acumulación de nieve en las zonas altas de la cuenca durante este período. La cuenca abarca el Río Malleco desde su comienzo hasta antes de ser la entrada principal del Lago Malleco, ubicado al oeste de la cuenca en estudio.

Considerando la disponibilidad de datos para la validación de las simulaciones, el estudio se realizó para la semana entre el 7 y 14 de septiembre del año 2011, correspondiente al fin del período invernal y comienzo de la primavera. Este período se caracteriza por ser el comienzo del período de derretimiento de la nieve que fue acumulada en invierno.

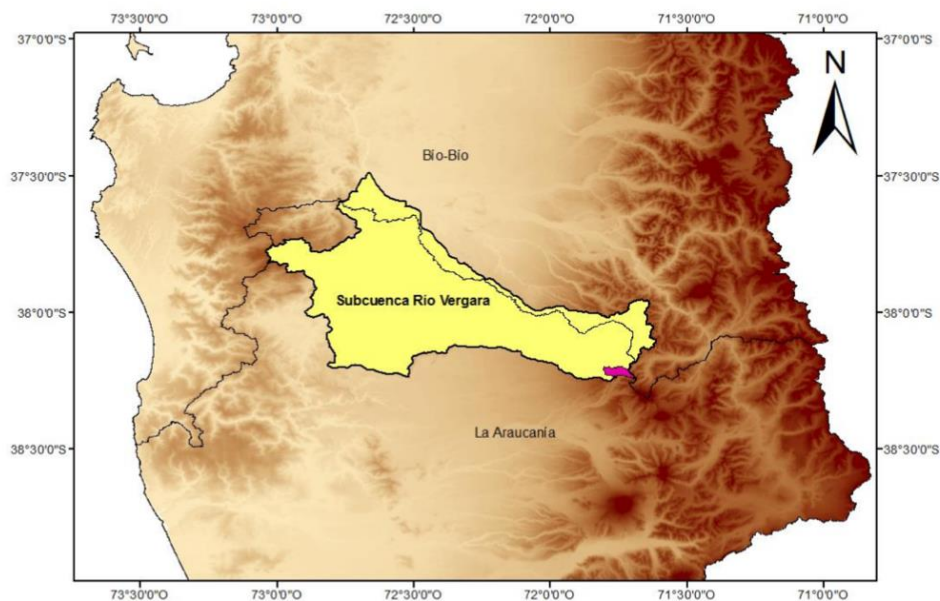


Figura 1: Ubicación de la cuenca alta del Río Malleco (color magenta), como parte de la subcuenca del río Vergara (color amarillo). Fuente: Creación propia.

Dentro de la cuenca en estudio existen dos estaciones meteorológicas, instaladas por el Centro de Ciencias Ambientales EULA-CHILE. En la *Figura 2* podemos ver datos de un modelo de elevación digital (DEM) limitados al área de la cuenca en estudio. En la boca de la cuenca se ubica la Estación Malleco, a 903 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.). La Estación Tolhuaca se ubica a una altura mayor, en los 1187 m.s.n.m., en el sureste de la cuenca. El objetivo de estos datos es validar las simulaciones meteorológicas realizadas con el modelo numérico WRF.

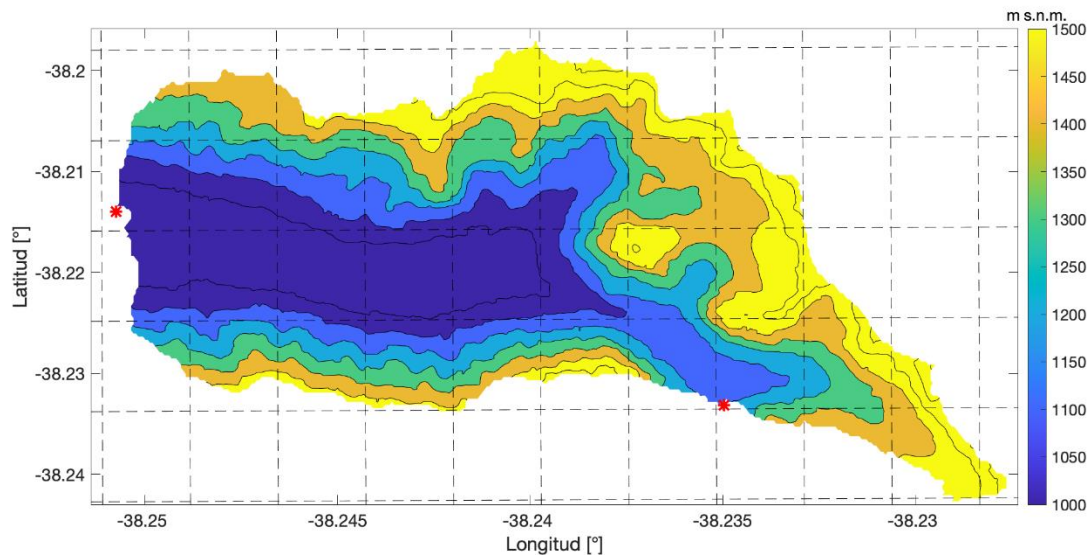


Figura 2: Modelo de elevación digital (DEM) limitado al área de la cuenca en estudio. Los asteriscos rojos corresponden a las dos estaciones meteorológicas disponibles en la cuenca.

2.2 MODELO NUMÉRICO DE LA ATMÓSFERA

El modelo Weather Research and Forecasting (WRF; Skamarock & Klemp, 2008) es un modelo no-hidrostático de última generación, ampliamente utilizado para pronósticos meteorológicos e investigación de fenómenos de mesoescala. Nace ante la necesidad de mejorar la caracterización de procesos de pequeña escala en la atmósfera. Tiene naturaleza compresible, conservativa para varias escalas y no-hidrostática permite resolver fenómenos no lineales de pequeña escala, tales como, nubes, capa límite, convección profunda, sistemas frontales, etc. Posee un sistema de coordenadas sofisticado en comparación a otros modelos numéricos, por lo que puede resolver las ecuaciones primitivas dentro de grillas horizontales y verticales, limitadas por un dominio, y en intervalos de tiempo específicos y óptimos para el tamaño de la grilla. El nombre de este sistema se denomina grilla tridimensional Arakawa C, donde las componentes horizontales y verticales de la velocidad se definen sobre las caras de las grillas (punto medio de las aristas) y las variables termodinámicas se definen en el centro de ellas (Skamarock et al., 2008).

El modelo WRF, necesita de condiciones iniciales (CI) y condiciones de borde (CB) para simular los procesos de la atmósfera. Estas condiciones son obtenidas a partir de datos grillados conocidos como reanálisis, que se definen como un set de observaciones históricas obtenidas a través del uso de modelos numéricos que son constantemente forzados y corregidos con observaciones puntuales mediante técnicas de asimilación. En este trabajo se realizan un total de tres simulaciones, considerando distintas parametrizaciones físicas, condiciones iniciales y condiciones de borde. Para la simulación A01 y A02 se utilizan las condiciones que vienen por defecto provenientes del GFS (Global Forecast System). Por último, en A03 se utilizan las de ERA5 (Hersbach et al., 2020). Para A02 y A03 las parametrizaciones son cambiadas (ver tabla 1). El resto de las características, como el modelo de elevación digital y el uso de suelo, se mantuvieron iguales para las tres simulaciones.

Cada simulación presenta un dominio base y dos dominios anidados, con el objetivo de alcanzar resoluciones altas que logren caracterizar la compleja topografía del terreno, las pequeñas dimensiones espaciales del tamaño de la cuenca y los fenómenos meteorológicos de pequeña escala que allí ocurren (figura 1). El dominio base tiene una resolución horizontal de 25 km, y los anidados de 5 y 1 km, con 130 x 130, 196 x 196 y 301 x 301 celdas respectivamente. Se define 28 niveles verticales en el modelo, concentrados en niveles bajos de la atmósfera para caracterizar de buena forma el intercambio de flujos energéticos que ocurre en esa zona. Además, se tiene un tope vertical de la atmósfera en los 50 hPa (valor por defecto).

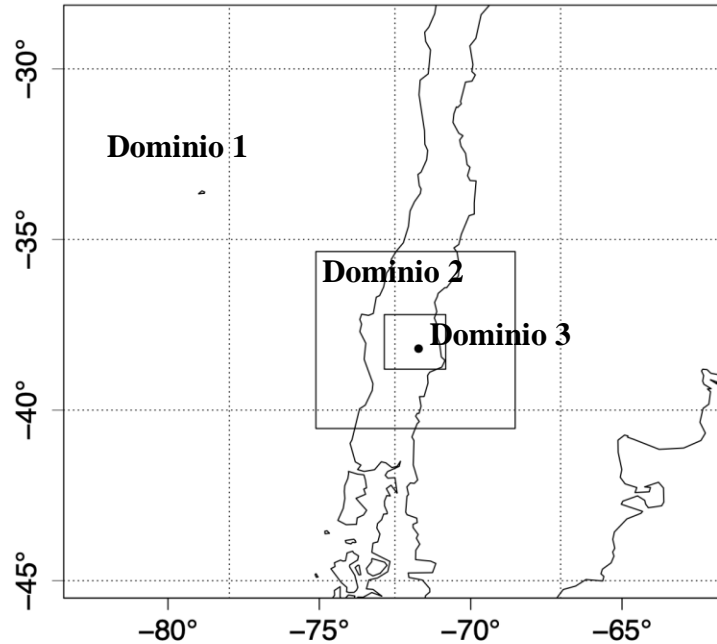


Figura 3: Dominios utilizados en la simulación del modelo WRF. El punto corresponde a la ubicación de la cuenca dentro del dominio.

Tabla 1: Parametrizaciones físicas utilizadas en el modelo WRF-ARW para A02 y A03.

Parametrización Física	Por defecto	Cambiadas
Microfísica	Thompson Scheme (Thompson et al., 2008)	Thompson Scheme (Thompson et al., 2008)
Cumulus	Tiedtke Scheme (Tiedtke, 1989)	Moisture–advection–based Trigger for Kain–Fritsch Cumulus Scheme (Ma et al., 2009)
Radiación de onda larga	RRTMG Longwave Schemes (Mlawer et al., 1997)	Dudhia Longwave Scheme (Duhia, 1989)

Radiación de onda corta	RRTMG Shortwave and Longwave Schemes (Mlawer et al., 1997)	Dudhia Shortwave Scheme (Duhia, 1989)
Esquema de capa límite	Mellor–Yamada–Janjic Scheme (MYJ) (Mesinger 1993; Janjic, 1994)	Mellor–Yamada–Janjic Scheme (MYJ) (Mesinger 1993; Janjic, 1994)
Física superficial	Unified Noah Land Surface Model (Tewari et al., 2004)	5–layer Thermal Diffusion Scheme (Dudhia, 1996)
Capa superficial	Eta Similarity Scheme (Janjic, 1994)	Eta Similarity Scheme (Janjic, 1994)

2.3 MODELO DE BALANCE DE ENERGÍA ACOPLADO A SALIDAS DE MODELO WRF

La cantidad de energía disponible para derretimiento está determinada por la ecuación de balance de energía, la cual es aplicada a un volumen de control cuyos límites superiores e inferiores son el aire y la tierra, respectivamente. Se escribe en la forma (Ecuación 1):

$$Q_m = Q_{sn} + Q_{ln} + Q_h + Q_e + Q_g + Q_p \quad (1)$$

Donde, Q_m es la energía disponible para el derretimiento de la cubierta de nieve, Q_{sn} es la radiación solar neta de onda corta, Q_{ln} la radiación terrestre neta de onda larga, Q_h el flujo de calor sensible, Q_e el flujo de calor latente, Q_g flujo de calor del suelo y Q_p el flujo aportado por precipitaciones sobre la cubierta de nieve. La energía interna es despreciada en esta ecuación, pues al simularse un período en donde predomina el derretimiento, el calor está siendo ocupado en el cambio de fase y $\Delta T = 0$ dentro de la capa. Los términos que poseen mayor influencia en el derretimiento son los que están limitados a la interacción aire – nieve, es decir, los flujos radiativos, turbulentos y de precipitación. Dentro de dicha clasificación, los flujos radiativos poseen la mayor importancia sobre el derretimiento.

Las salidas del modelo WRF sirven como entrada al modelo de balance de energía, incluyendo: radiación solar entrante, radiación terrestre entrante, flujo de calor sensible y flujo de calor latente (tabla 2). Para el resto de las variables (i.e., radiación solar reflejada, radiación terrestre emitida y flujo de calor por precipitación), se deben utilizar otras metodologías a partir de variables meteorológicas calculadas con el modelo. Se observa en esta tabla que también se utilizarán valores de temperatura y precipitación obtenidos con el modelo WRF.

Tabla 2: Variables que se utilizarán de las salidas del modelo WRF

Variable del balance	Nombre largo	Variable en WRF	Método
-----------------------------	---------------------	------------------------	---------------

$Q_{sn\ in}$	Radiación solar entrante	SWDOWN	WRF
$Q_{sn\ out}$	Radiación solar reflejada	-	$Q_{sn\ out} = \alpha \cdot Q_{sn\ in}$
$Q_{ln\ in}$	Radiación terrestre entrante	GLW	WRF
$Q_{ln\ out}$	Radiación terrestre emitida	-	$Q_{sn\ out} = \varepsilon_s \sigma T_s^4$
Q_h	Flujo de calor sensible	HFX	WRF
Q_e	Flujo de calor latente	LH	WRF
Q_p	Flujo de calor por precipitaciones	-	$T_p < T_s: Q_p = \rho C_p L_f$ $T_p > T_s: Q_p = \rho C_p (T_p - T_s) P_r / 1000$

La radiación solar de onda corta absorbida es uno de los principales flujos de energía que aportan al derretimiento de nieve. Para su obtención, es necesario conocer el albedo de la superficie del manto nival, el cual depende de la edad de la nieve (disminuye con la edad), el ángulo solar (es menor a mediodía que en la mañana o tarde), y el nivel de contaminación de la nieve por polvo, hojas, ramas, etc. (lo cual disminuye el albedo). Para nieve recién caída el albedo es alto (0.95-0.98), lo cual se desprende que prácticamente en su totalidad la radiación solar entrante es reflejada y no aporta al derretimiento de la capa de nieve.

La estimación del albedo resulta compleja por la dificultad de medir las variables de las que depende (tamaño y de la densidad de la partícula de reflexión, tipo de rayo incidente, ángulo del sol y rugosidad de la superficie reflectante), por lo cual su cálculo se realiza mediante aproximaciones de la ecuación (2). En este estudio se propone el modelo de Hock y Holmgren (2005), en donde se obtienen valores de albedo en función del tiempo y del valor de albedo para la hora anterior, lo que implica que necesita de condiciones iniciales para calcular.

$$\alpha_{t(i)} = \begin{cases} \alpha_{t(i-1)} - a_1 \ln(T + 1) e^{a_2 \sqrt{n_d}} & \text{si } n_d > 0 \text{ y } T > 0 \\ \alpha_{t(i-1)} - a_3 e^{a_2 \sqrt{n_d}} & \text{si } n_d > 0 \text{ y } T < 0 \\ \alpha_{t(i-1)} + a_4 P_s & \text{si } n_d = 0 \text{ durante el evento} \end{cases} \quad (2)$$

Donde T es la temperatura del aire en C, P_s es la precipitación en forma de nieve (en mm/h), n_d es el número de días desde la última nevada considerable y a_1 , a_2 , a_3 y a_4 son coeficientes obtenidos por calibración en h/mm. En donde $a_1 = 0,005$; $a_2 = -1.05$; $a_3 = 0,0005$; $a_4 = 0,02$ son de Hock y Holmgren (2005). Este modelo considera los días que transcurrieron desde la última nevada, es decir, obtiene su valor máximo durante un evento de nevazón y luego el albedo va disminuyendo con el pasar de los días sin nevadas (la nieve se va envejeciendo). En este proceso se considera también la temperatura como factor acelerante del envejecimiento.

Una vez que se cuenta con todos los flujos de calor que componen el balance, se realiza la suma para obtener valores de Q_m . Para que ocurra derretimiento de nieve debe existir un almacenamiento de energía o energía disponible para derretimiento ($Q_m > 0$), de esta manera la temperatura aumenta por sobre los 0°C y la nieve comienza el proceso de fusión. Luego, la tasa de derretimiento se calcula como:

$$M = Q_m / \rho_w L_f B \quad (3)$$

Donde M es la tasa de derretimiento del manto nival en mm/h, ρ_w es la densidad del agua, L_f es el calor latente de fusión en J/kg y B es la calidad termal de la capa de nieve. Con este dato, se pueden calcular valores de escorrentía lo que, en conjunto con los datos de precipitación y evapotranspiración, permite estimar el balance hidrológico en la cuenca.

Finalmente, para obtener valores de derretimiento de nieve en la cuenca y en las estaciones meteorológicas, en donde también se midió altura de nieve, se descargan imágenes satelitales MODIS (producto MOD10A2) para determinar la cobertura máxima de nieve dentro de un período de 8 días. Con eso se tiene una condición inicial de las zonas con nieve medida en la cuenca.

Luego, a partir de las simulaciones, se obtuvo el valor de altura de nieve (SNOWH) en la cuenca, respetando la máscara de nieve obtenida con MODIS. Sobre esta base de datos de altura de nieve inicial en cm, se procedió a restar la nieve derretida por el almacenamiento de energía ($Q_m > 0$ y $M > 0$), considerando el cambio del derretimiento entre el agua líquida a nieve, mediante una relación entre sus densidades.

3. RESULTADOS

3.1 VALIDACIÓN SIMULACIÓN WRF

En la figura 4 se observan las series de tiempo del flujo de radiación solar incidente observada (obtenida de dos estaciones meteorológicas) y simulada con distintas configuraciones del modelo WRF. Se observa que la radiación es mejor simulada en la estación Tolhuaca, que es en donde hay menos nubosidad. En la estación Malleco existen varios días con presencia de nubosidad, lo que explicaría los bajos valores de radiación registrados en la estación. Los modelos sólo son capaces de captar la nubosidad de los días 8 y 9 de septiembre, para los que se registró un evento de precipitación (no mostrado). Aunque la nubosidad persiste en la cuenca durante los días posteriores a este evento, los modelos no son capaces de reproducirla. A pesar de estos resultados, las simulaciones son capaces de captar los ciclos diarios de la radiación, aunque podemos notar que existe una sobrestimación de los modelos para reproducir la radiación entrante, lo que, sumado a los problemas para reproducir la nubosidad, podría significar una sobrestimación en el cálculo de energía acumulada para el derretimiento de la nieve.

En la tabla 3 se observan la correlación y el sesgo entre simulaciones y observaciones de la radiación solar entrante graficada. Podemos notar que, en términos generales, la estación Tolhuaca tiene un mejor desempeño que la estación Malleco. Respecto a la diferencia entre simulaciones, se puede notar que, si bien existen algunas diferencias, no es posible determinar si una simulación es particularmente mejor que otra. En consecuencia, los cálculos de derretimiento del manto se

realizan considerando la simulación número 3, que tiene valores de parametrizaciones distintos a los valores por defecto del modelo, y es inicializada y forzada con datos del reanálisis ERA5.

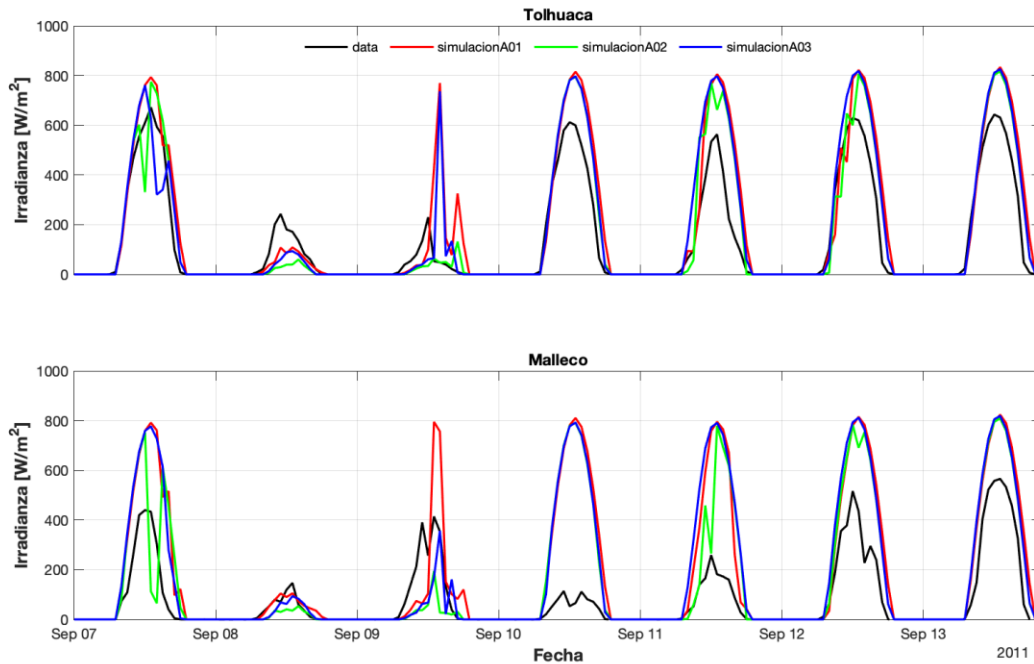


Figura 4: Series de tiempo de la radiación solar incidente obtenida con observaciones en las estaciones Tolhuaca (panel superior) y Malleco (panel inferior).

Tabla 3: Estadísticos de evaluación de las simulaciones realizadas con WRF-ARW.

Estación	Simulación	Sesgo W/m^2	Correlación
Tolhuaca	A01	-52.2	0.91
	A02	-27.9	0.94
	A03	-40.8	0.93
Malleco	A01	-102.1	0.81
	A02	-70.5	0.72

	A03	-93.5	0.78
--	------------	--------------	-------------

3.2 REDISTRIBUCIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS OBTENIDAS CON EL MODELO WRF

Para aplicar el modelo del balance de energía sobre toda la cuenca, es necesario redistribuir las salidas del modelo WRF a la resolución del modelo de elevación digital (DEM) delimitado por el área de la cuenca en estudio. Por consiguiente, esta redistribución de las salidas se hace con una rutina en Matlab mediante griddata. En la figura 5 se observa el promedio temporal entre el 07 y el 14 de septiembre, de la radiación solar de onda corta neta (5a, panel superior) y la radiación terrestre de onda larga neta (5b, panel inferior). Tal y como se espera, el flujo neto de onda corta posee valores positivos que van desde los 30 hasta los 80 W/m^2 , lo que significa una contribución positiva para la energía disponible para el derretimiento. Este comportamiento se encuentra fuertemente modulado por el albedo (no mostrado), que ha sido calculado a través de otras variables, como la temperatura y la precipitación. Por esto, la radiación solar neta es menor en zonas con cobertura de nieve.

Con respecto a la radiación de onda larga, se observa que los valores son negativos, y poseen bajas fluctuaciones espaciales, que van desde los -65 hasta las -45 W/m^2 . A diferencia del flujo de onda corta, no observamos un patrón espacial específico, pues la radiación terrestre neta es fuertemente modulada por la radiación que es absorbida desde la atmósfera, cuya temperatura es bastante homogénea en el espacio. No obstante, podemos notar que los valores de radiación son menores en magnitud, cerca de zonas con cubierta de nieve, pues es allí en donde encontramos las menores temperaturas de la cuenca.

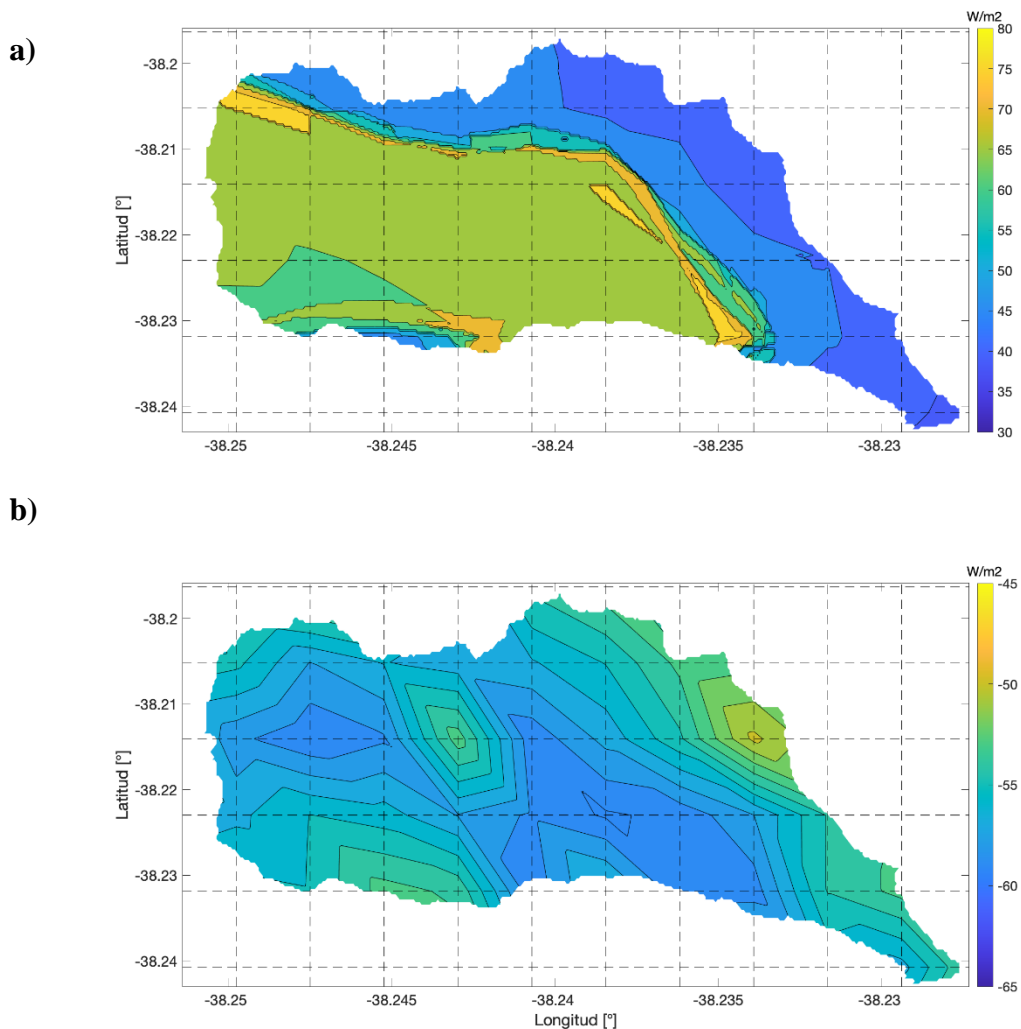


Figura 5: Simulaciones de flujos radiativos netos de onda corta (a) y de onda larga (b). Ambos han sido obtenidos a partir de las salidas del modelo WRF, acotados a la cuenca de estudio y redistribuidos a la resolución del modelo de elevación digital (DEM).

En la figura 6 se observa la energía disponible para el derretimiento simulada y observada en la estación Tolhuaca. La estación Malleco no tenía nieve acumulada en este período de tiempo (no mostrado), por lo que no se consideró en la visualización. Se observa que el almacenamiento sigue un ciclo diario que es modulado principalmente por la radiación solar entrante (no mostrado). Para aquellos días en que hubo precipitación (8 - 10 de septiembre), no hubo contribución de radiación solar (por las nubes), pero si hubo calor agregado por la precipitación que cayó con una temperatura superior a 0°C . Sin embargo, esta contribución de energía no fue captada por la simulación realizada con WRF-ARW. Lo mismo sucede el 12 de septiembre, en donde ocurrió un evento de precipitación que no fue captado por el modelo y en consecuencia no se simuló el flujo de calor de precipitación responsable de brindar energía disponible para derretimiento en horarios nocturnos.

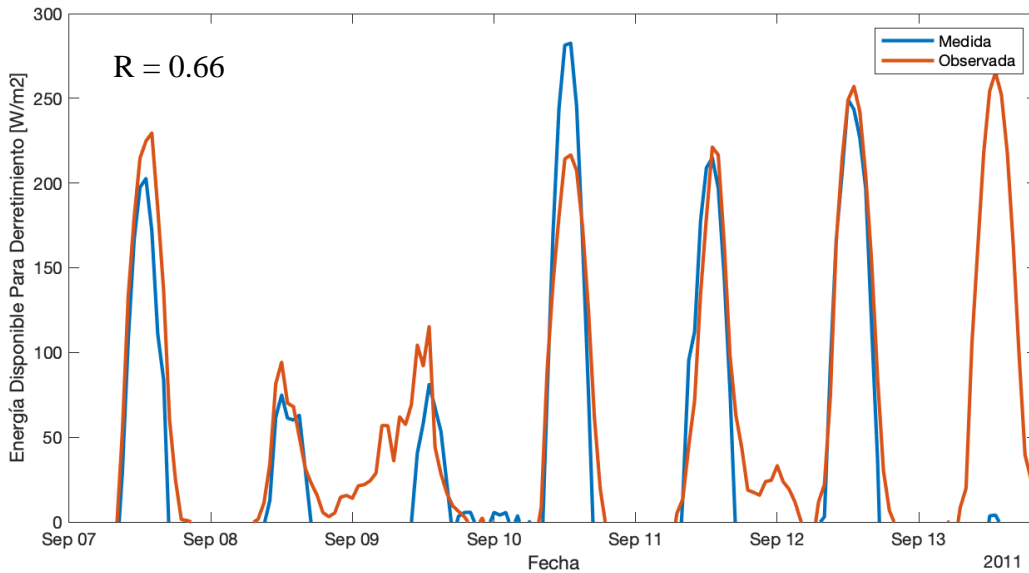


Figura 6: Energía disponible para el derretimiento simulada y medida en la estación Tolhuaca.

4. CONCLUSIONES PREVIAS Y TRABAJO FUTURO

Se ha observado que el modelo WRF es capaz de simular correctamente el ciclo diario de la radiación solar incidente. Sin embargo, existen errores de sesgo del orden de decenas de W/m^2 asociados a los máximos valores de radiación alcanzados. Además, durante algunos días, la presencia de nubosidad disminuye drásticamente los valores de radiación en ambas estaciones. Este fenómeno no es captado por las simulaciones, logrando un sesgo cercano a $50 W/m^2$ durante los días nublados.

Los flujos más relevantes en el balance atmosférico son la radiación solar de onda corta neta y la radiación terrestre de onda larga neta. Ambos flujos poseen órdenes de magnitud similares, pero con signos opuestos. En el caso de la radiación de onda corta neta, los valores fluctúan entre 30 y $80 W/m^2$, mientras que para el caso de la radiación de onda larga neta los valores van entre -59 y $-50 W/m^2$. La radiación solar contribuye con valores positivos a la energía neta para el derretimiento, y el flujo terrestre aporta con valores negativos a la energía neta disponible para el derretimiento. El flujo de onda corta tiene una distribución espacial que concentra los mayores valores de energía neta en el valle, y la menor energía disponible en las zonas altas de la cuenca, lo cual es modulado por la distribución espacial del albedo.

Como trabajo futuro a mostrar, se obtendrán valores de tasa de derretimiento en mm/h , comparando la salida del modelo con estación Tolhuaca, debido a que hay registro de nieve. Dicho esto, la tasa de derretimiento obtenida y lo mostrado en la figura 6, se realizan diagramas de Taylor y violín, esto con objeto de ver la distribución de los datos observados y simulados. Finalmente, hacer un balance de masa sobre la cuenca, contrastando con datos satelitales de acumulación de nieve.

AGRADECIMIENTOS

Powered@NLHPC: Esta investigación/tesis fue parcialmente apoyada por la infraestructura de supercómputo del NLHPC (ECM-02).

REFERENCIAS

Carrasco, J. F., Osorio, R., & Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186), pp. 538-550.

Dudhia, Jimmy, 1996: A multi-layer soil temperature model for MM5. the Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop.

Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107.

Falvey, M. and R. Garreud, 2007: Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 171-193.

Grell, G. A., Dudhia, J., & Stauffer, D. R. (1994). A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5).

Hammod, J. C. (2018). Snow Persistence and Hydrologic Response Across The Intermittent-Persistent Snow Transition. Colorado State University.

He, Cenlin, et al. "Can convection-permitting modeling provide decent precipitation for offline high-resolution snowpack simulations over mountains?." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124.23 (2019): 12631-12654.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.

Hock, R., y B. Holmgren (2005). A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären. *Journal of Glaciology*. 51 (172).

Janjic, Zavisla I., 1994: The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927–945.

Kanamitsu, M.; Ebisuzaki, W.; Woollen, J.; Yang, S.K.; Hnilo, J.J.; Fiorino, M.; Potter, G.L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2002, 83, 1631–1643.

Krogh, S. A., Scaff, L., Kirchner, J. W., Gordon, B., Sterle, G., & Harpold, A. (2022). Diel streamflow cycles suggest more sensitive snowmelt-driven streamflow to climate change than land surface modeling does. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(13), 3393-3417.

Liu, C., Ikeda, K., Rasmussen, R., Barlage, M., Newman, A. J., Prein, A. F., ... & Yates, D. (2017). Continental-scale convection-permitting modeling of the current and future climate of North America. *Climate Dynamics*, 49, 71-95.

Lundquist, J., Hughes, M., Gutmann, E., & Kapnick, S. (2019). Our skill in modeling mountain rain and snow is bypassing the skill of our observational networks. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(12), 2473-2490.

Ma, Lei-Ming, and Zhe-Min Tan, 2009: Improving the behavior of the cumulus parameterization for tropical cyclone prediction: Convection trigger. *Atmos. Res.*, 92, 190–211.

- Mardones, P., and R. Garreaud, 2020: Future changes in the free-tropospheric freezing level and rain-snow limit: The case of central Chile. *Atmospheres*, 11, 1-16.
- Mesinger, F., 1993: Forecasting upper tropospheric turbulence within the framework of the Mellor-Yamada 2.5 closure. *Res. Activ. in Atmos. and Ocean. Mod., WMO, Geneva, CAS/JSC WGNE Rep. No. 18*, 4.28-4.29.
- Mlawer, Eli. J., Steven. J. Taubman, Patrick. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102, 16663–16682
- Musselman, K. N., Clark, M. P., Liu, C., Ikeda, K., & Rasmussen, R. (2017). Slower snowmelt in a warmer world. *Nature Climate Change*, 7(3), 214-219.
- Musselman, K. N., Lehner, F., Ikeda, K., Clark, M. P., Prein, A. F., Liu, C., ... & Rasmussen, R. (2018). Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. *Nature Climate Change*, 8(9), 808-812.
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., ... & Xia, Y. (2011). The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12).
- McPhee, J., Shaw, T., Gascoin, S., Deschamps-Berger, C., Mendoza, P., Ayala, Á., & Pellicciotti, F. (2022). The Applicability of Optical Satellite Photogrammetry for Snow Depth Derivation and Streamflow Estimates (No. IAHS2022-441). Copernicus Meetings.
- Mendoza, P. A., Shaw, T. E., McPhee, J., Musselman, K. N., Revuelto, J., & MacDonell, S. (2020). Spatial distribution and scaling properties of lidar-derived snow depth in the extratropical Andes. *Water Resources Research*, 56(12), e2020WR028480.
- Palmer, T. N., Barkmeijer, J., Buizza, R., & Petroliaigis, T. (1997). The ECMWF ensemble prediction system. *Meteorological Applications*, 4(4), 301-304.
- Scaff, L., Prein, A. F., Li, Y., Liu, C., Rasmussen, R., & Ikeda, K. (2020). Simulating the convective precipitation diurnal cycle in North America's current and future climate. *Climate Dynamics*, 55, 369-382.
- Shen, X. S., Wang, J. J., Li, Z. C., Chen, D. H., & Gong, J. D. (2020). China's independent and innovative development of numerical weather prediction. *Acta Meteorol. Sin.*, 78, 451-476.
- Skamarock, W. C. (2005). A description of the advanced research wrf version 2, ncar technical note, ncar/tn-468+str. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v2.pdf.
- Skamarock, W.C. & Klemp, J. & Dudhia, Jimmy & Gill, D.O. & Barker, Dale & Wang, Wei & Powers, J.G.. (2008). A description of the Advanced Research WRF Version 3. 27. 3-27.
- Tewari, M., F. Chen, W. Wang, J. Dudhia, M. A. LeMone, K. Mitchell, M. Ek, G. Gayno, J. Wegiel, and R. H. Cuenca, 2004: Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, pp. 11–15.
- Thompson, Gregory, Paul R. Field, Roy M. Rasmussen, William D. Hall, 2008: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 5095–5115.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1779–1800.

Zahmatkesh, Z., Kumar Jha, S., Coulibaly, P., & Stadnyk, T. (2019). An overview of river flood forecasting procedures in Canadian watersheds. *Canadian Water Resources Journal/Revue canadienne des ressources hydriques*, 44(3), 213-229.