

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**RECONSTRUCCIÓN DEL VOLUMEN MÁXIMO NIVAL EN
LOS ANDES CENTRALES DE CHILE Y ARGENTINA**

EDWARD CORNWELL V.¹
JAMES MCPHEE T.^{1,2}

RESUMEN

El agua dulce proveniente del derretimiento de la cobertura nival es la principal fuente de abastecimiento en la zona extratropical de los Andes centrales. Por este motivo, el conocimiento de la distribución y variabilidad espacio-temporal del volumen máximo de agua contenido en el manto nival es vital para la toma de decisión respecto al manejo de los recursos hídricos, aún más teniendo en cuenta la escasa investigación a la fecha basada en recursos a escala regional sobre los Andes centrales de Chile y Argentina. Se presenta una modelación distribuida del equivalente en agua de nieve (SWE) debidamente validada con estaciones automáticas (snow-pillows) - $R^2 = 0.68$ y mediciones en terreno a escala de ladera – error relativo = -25%. Se obtiene una estimación del volumen de nieve máximo anual almacenado en ocho macro-regiones (clusters) y sus respectivas cuencas constituyentes (152.000 km² en total) pudiendo analizar los resultados en función de bandas de elevación y ubicación geográfica respecto al sistema cordillerano. La reconstrucción propuesta podrá mejorar pronósticos de caudales de deshielo, validar modelos hidro-climatológicos y fundamentar el diseño de redes nivométricas, especialmente en periodos de años hidrológicos de características extremas como el que acontece en la última década.

¹Advanced Mining Technology Center, FCFM, Universidad de Chile – ecornwel@ing.uchile.cl

²Profesor Asociado, Depto. de Ingeniería Civil, Universidad de Chile – jmcphee@u.uchile.cl

1. INTRODUCCIÓN

La oferta hídrica en los valles centrales de Chile y Argentina está fuertemente controlada por la cantidad de nieve almacenada durante el periodo de invierno. Sin embargo, salvo mediciones aisladas (snow-pillows) no se cuenta en la actualidad con alguna herramienta de base física que caracterice históricamente la evolución temporal del volumen de agua en forma de nieve almacenado en la cordillera, de manera complementar la información disponible a la hora de elaborar pronósticos de caudales de deshielo aguas abajo. La modelación retrospectiva del equivalente en agua de nieve (SWE) ha constituido una de las técnicas más utilizadas para este propósito (Cline et al., 1998). Muchas variantes con mayor o menor grado de complejidad (Molotch, 2009; Brubaker et al, 1996; Guan et al, 2013; Jepsen et al., 2012, entre otros) han sido utilizadas con una calidad aceptable considerando la incertidumbre asociada, incluyendo como base recursos satelitales para caracterizar el retroceso del manto nival. En el presente estudio se genera la primera reconstrucción nival diaria a macroescala para los andes centrales de Chile y Argentina. Con este producto se pretende caracterizar la acumulación máxima (de fin de invierno) visualizando algunos controles relevantes y cuantificables respecto a las diferencias espaciales e interanuales en la dinámica del SWE a modo de proponer una base para la generación de información en la zona respecto a esta variable.

2. AREA DE ESTUDIO E HIDROMETEOROLOGÍA

El área de estudio (152.000 km²) comprende cuencas ubicadas ambos lados de la cordillera de los Andes en su región extratropical entre los 27°S y 38°S. En el caso de Chile, más del 75% de la población vive en este rango geográfico mientras que solo un 7% lo hace en Argentina. Estas cuencas cumplen un rol fundamental al abastecer el consumo de agua de distintas actividades económicas (hidroelectricidad, agua potable, agricultura, minería). Las cuencas consideradas difieren significativamente en número a cada lado de la cordillera debido a la distancia de los controles fluviométricos respecto al límite internacional (Figura 1a). Estas son agrupadas en ocho clusters (C1 a C8) según el volumen de escorrentía de primavera y verano (RVSS) observado a modo de identificar zonas con similitudes en la respuesta hidrológica, sintetizando geográficamente la información requerida para la modelación. La topografía de los Andes centrales destaca por un ancho medio de 500 km, con una pendiente transversal más pronunciada en el lado Chileno, presentando elevaciones sobre los 6000 m.s.n.m. al norte de los 30°S, decreciendo hasta fusionarse con diversos lagos al sur de los 38°S (Montgomery et al., 2001). Al norte de los 35°S domina un clima semiárido remanente del Desierto de Atacama en el lado Chileno y extensas planicies en el lado argentino en donde el clima es notoriamente más húmedo que en su contraparte oeste (Garreaud, 2009). Al sur de 35°S el gradiente de precipitación transversal orográfica (Falvey y Garreaud, 2007) se revierte observando mayor precipitaciones en el lado Chileno (Garreaud, 2009). El régimen hidro-climático es mayormente controlado por las precipitaciones invernales y la influencia del Océano Pacífico por medio del fenómeno ENSO (El Niño Southern Oscillation) - PDO (Pacific Decadal Oscillation) (Masiokas et al., 2006; Rubio-Álvarez y McPhee, 2010) en la pendiente oeste.

Las respuestas hidrológicas de las zonas extremas (C1, C3, C4 y C8 – ver Figura 1) dan cuenta de un aumento de la precipitación en sentido norte-sur, siendo este gradiente

latitudinal más fuerte en el lado Chileno (C3) que en su contraparte Argentina. Además, se aprecian tormentas de verano en la zona norte de la sección Argentina (C4) junto con altas temperaturas (al igual que en C1). La escorrentía por unidad de área es más bien plana en la zona norte (C1 y C4), expresándose claramente en primavera en la zona sur oeste (C3) como consecuencia de las características pluvio-nivales y algo retrasada en la zona sur este (C8) como respuesta del aporte nival. El periodo de máxima acumulación nival (MSWE) observado fluctúa entre Agosto y Octubre (Masiokas et al, 2006). En la Figura 1c se presenta el régimen promedio del MSWE para ambos lados de la cordillera. Se selecciona el día 1 de Septiembre como MSWE para los clusters del lado Chileno y el día 1 de Octubre para su par Argentino, evidenciando el retraso del MSWE existente a ambos lados de la cordillera. La presencia glaciar en términos de área total (<http://www.glims.org/RGI/>) representa solo un 1.5% del dominio espacial de modelación por lo que los procesos relacionados con el aporte glaciar pueden ser despreciados en términos de los resultados generales.

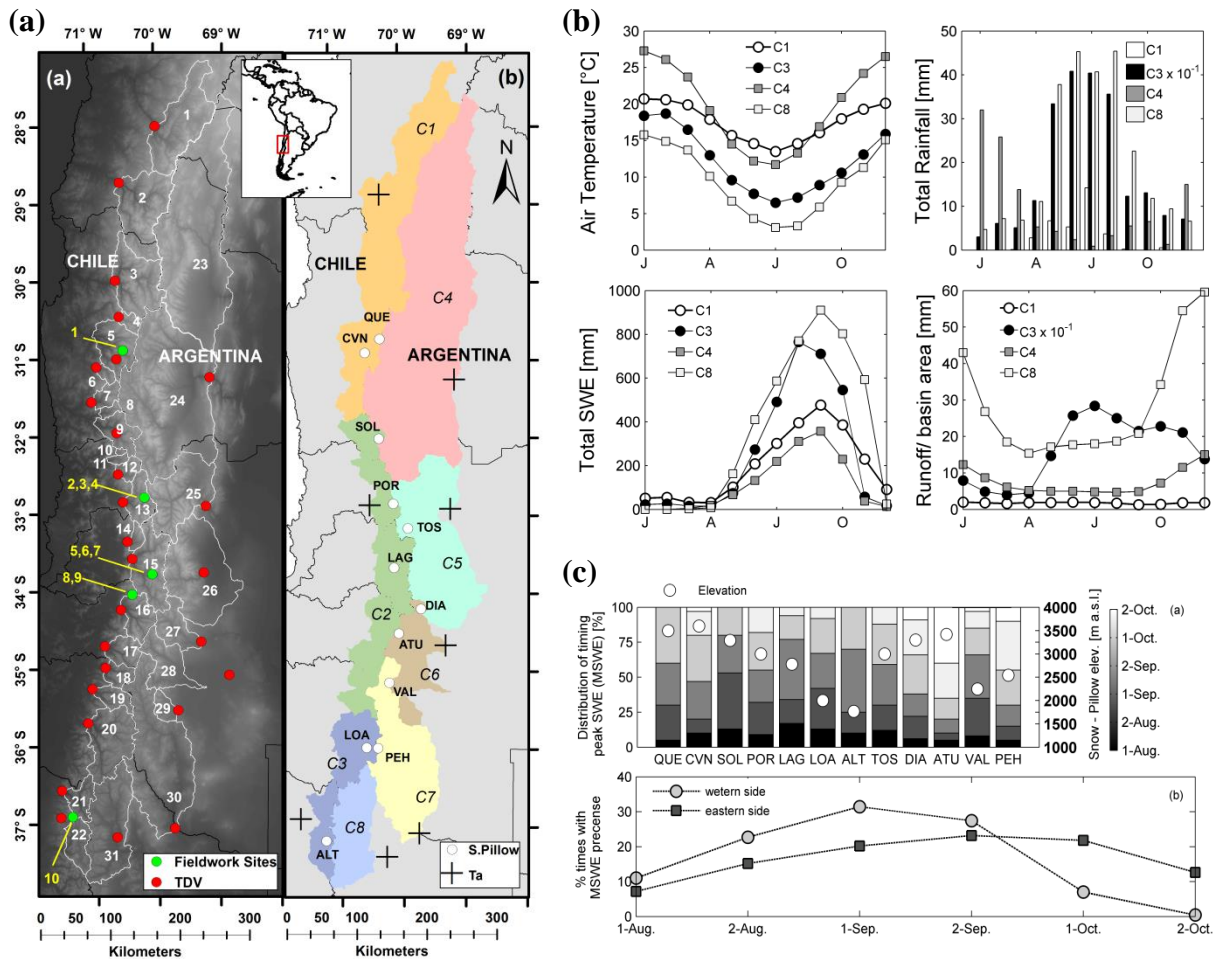


Figura 1. (a): área de estudio (cuencas, campañas de terreno, estaciones de interés y clusterización), (b): hidro-meteorología extrema para la zona y, (c): régimen del periodo de máxima acumulación nival a cada lado de la cordillera.

3. METODOLOGÍA

La estimación del equivalente en agua de nieve (SWE) en el momento de máxima acumulación considera un modelo de reconstrucción retrospectiva (Molotch, 2009) basada en la curva de agotamiento de la cobertura nival forzada con datos climatológicos puntuales (estaciones meteorológicas), cobertura nival fraccional, en este caso, derivada del producto MOD10A1 – Hall y Riggs (2002) y temperatura superficial MOD11A2 (Wan et al., 2002). La modelación presentada entre el 15/8 y el 15/01 para el periodo 2001–2014 es configurada a escala diaria y con resolución espacial de 500 m (resolución base de los píxeles del producto MOD10A1). La ventana de modelación cubre de manera general el inicio del derretimiento hasta el agotamiento total del SWE para años húmedos a secos (a excepción de zonas de nieve perennes y glaciares). Las ecuaciones que rigen la modelación están explicadas en detalle en Cornwell et al., (2015, en revisión). Cabe destacar que la escasa presencia de nevadas significativas en las cuencas modeladas es requerimiento esencial de la formulación teórica utilizada, no alterando significativamente la cobertura nival (Molotch, 2009) entre Septiembre y Marzo (Figura 1b). Por ende se prescinde de la modelación de la precipitación en altura.

Es posible estimar el SWE acoplando una estimación del flujo neto positivo de las energías que interactúan en la interfaz nieve-aire, y el agotamiento de la cobertura nival observado en una unidad espacial (Cline et al., 1998; Brubaker et al., 1996). De esta manera, es posible estimar el derretimiento sobre un píxel como:

$$M = (Q_{net} f_B) * fSCA \quad (1)$$

donde M es el derretimiento, Q_{net} son los flujos netos de energía sobre la interfaz nieve-aire, f_B es el factor de transformación energía a masa de agua ($0.26 \text{ mm/W/m}^2/\text{día}$) y fSCA es la cobertura nival fraccional (en este caso, derivada de MOD10A1 – previamente post-procesada para estimar los valores físicos bajo la cobertura nival (Cornwell y McPhee, 2013; DGA, 2014). El flujo neto de energía corresponde a la suma de la energía neta de onda corta (Q_{noc}), neta de onda larga (Q_{nol}) y neta de origen turbulento:

$$Q_{net} = Q_{noc} + Q_{nol} + T_{DD} * a_r / f_B \quad (2)$$

El término $T_{DD} * a_r / f_B$, parametriza los flujos turbulentos de calor sensible y latente. El SWE se estima mediante un balance de masa retrospectivo bajo el supuesto de que las precipitaciones estivales son despreciables. La pérdida de masa por sublimación - que en algunos casos podría ser considerable - no es incluida en el balance másico debido a la incertidumbre en la estimación distribuida de la humedad relativa del aire (variable necesaria para estimar explícitamente el flujo de calor latente). El balance queda expresado como:

$$SWE_t = SWE_{t+1} + M \quad (3)$$

Las forzantes meteorológicas utilizadas se pueden clasificar como (1) puntuales: temperatura del aire diaria ($T_{a \text{ base}}$ - estación índice o base única para cada cluster – DGA,

BDHI) y clear-sky index diario (K_c - promediado para los cuadrantes de $1^\circ \times 1^\circ$ localizados sobre el cluster en cuestión – proveniente del re-análisis agroclimático POWER <http://power.larc.nasa.gov/> (NASA)); (2) distribuidas: temperatura superficial semanal (LST - MOD11A1) y radiación solar incidente a cielo claro generadas mediante el módulo *r.sun* (Hofierka y Suri, 2002) de GRASS GIS (Neteler, 2012). Con estas forzantes se genera un patrón diario de radiación solar incidente considerando nubosidad (G) y un patrón diario de temperatura del aire (T_a):

$$G = G_{r.sun} * K_c \quad (4)$$

$$T_a = T_{abase} + m(LST - LST_{base}) + n \quad (5)$$

La nubosidad aplicada sobre la radiación solar es considerada homogénea sobre cada cluster, supuesto aceptable dada la falta de registros piranométricos en los Andes centrales. Los parámetros m y n fueron ajustados de manera de escalar la diferencia de temperatura superficial promedio observada entre un pixel representativo de las condiciones de alta montaña y el pixel de la estación índice respecto a la misma diferencia en términos de temperatura del aire. Como pixeles de entrenamiento se eligieron todos aquellos con mediciones de alta montaña en cada lado de la cordillera obteniendo un ajuste significativo ($R^2=0.93$) para el caso general (promedio). Se prefiere este método sobre la estimación de tasas de lapso diarias debido a que el gradiente térmico del aire depende intrínsecamente de la distribución en elevación de las estaciones meteorológicas asociadas pudiendo incluso generar temperaturas mínimas sobre los 3000 m.s.n.m. muy por debajo de las observadas en el periodo de deshielo. El término radiativo de onda corta depende del albedo nival (parametrizado según Molotch y Bales, 2006; USACE 1960) y la radiación solar incidente. La radiación de onda larga depende de la temperatura del aire y de la temperatura de la superficie nival (estimada como $T_s = T_a - 2.5$, Brubaker et al., 1996). El término de flujo turbulento neto depende del parámetro a_r , el cual es calibrado en cada estación climatológica en altura disponible y promediado para cada cluster en particular. Además, depende de la temperatura grado día definida como T_{DD} , igual al mínimo entre 0°C y T_a . La modelación tipo grado día restringida para los flujos de energía turbulentos se basa en el alto grado de correlación existente entre las temperaturas del aire positivas escaladas mediante a_r y los flujos netos de energía turbulentos (Brubaker et al., 1996). La cobertura boscosa (forzante de los términos de onda corta y larga) también es caracterizada en la presente modelación siendo influyente solo en el cluster C3.

La clusterización espacial (Figura 2) es obtenida mediante el método de Ward aplicando una distancia tipo Euclidiana evidenciando una continuidad en los clusters conforme la latitud (Figura 2). A priori se realiza este ejercicio de manera separada a cada lado de la cordillera a modo de diferenciar los resultados para su posterior análisis. El criterio de corte utilizado corresponde a la inflexión extrema de la distancia topológica entre clusters a priori (Rubio-Alvares y McPhee, 2010).

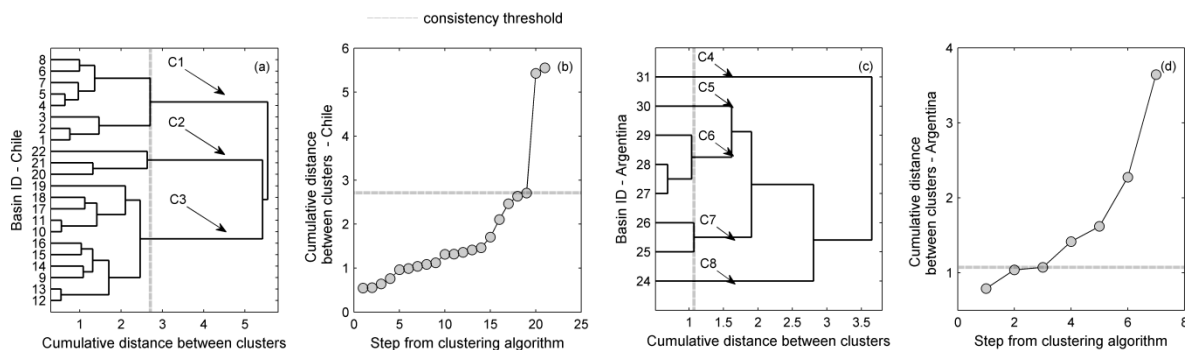


Figura 2. Clusterización de las cuencas según el SSRV (separadamente para lado Chileno y Argentino de los Andes centrales entre 27°S y 37°S). Definición de clusters C1 al C8.

4. RESULTADOS

Validación del SWE reconstruido

El parámetro a_r es estimado para cada cluster obteniendo valores de un orden de magnitud menor en la zona norte (~ 0.03) respecto a los reportados en la literatura (en torno a 0.15, Molotch y Margulis, 2008; Brubaker et al., 1996, Martinec, 1989; entre otros). Hacia el sur (~ 0.18) los valores alcanzan el rango reportado por la literatura (mayor detalle en Cornwell et al., (2015) - en revisión).

Tabla 1. Estadísticos de las validaciones del SWE modelado.

| Snow-Pillow | País | Cota [m.s.n.m.] | Latitud | R ² | ER _% |
|-----------------------|----------------|-----------------|---------|---------------------------|------------------------------|
| Quebrada Larga | Chile | 3500 | 30°16' | 0.71 | 79% |
| Cerro Vega Negra | Chile | 3600 | 30°54' | 0.78 | 56% |
| El Soldado | Chile | 3290 | 32°01' | 0.68 | -19% |
| Portillo | Chile | 3000 | 32°50' | 0.32 | -36% |
| Laguna Negra | Chile | 2780 | 33°39' | 0.42 | -21% |
| Lo Aguirre | Chile | 2000 | 35°58' | 0.88 | -5% |
| Alto Mallines | Chile | 1770 | 37°09' | 0.83 | -41% |
| Toscas | Argentina | 3000 | 33°09' | 0.78 | -52% |
| Laguna Diamante | Argentina | 3300 | 34°11' | 0.76 | -4% |
| Laguna Atuel | Argentina | 3420 | 34°30' | 0.56 | 9% |
| Valle Hermoso | Argentina | 2250 | 35°08' | 0.72 | -24% |
| Paso Pehuenches | Argentina | 2545 | 35°08' | 0.74 | 32% |
| PROMEDIO | *** | *** | *** | 0.68 | -2% |
| Cuenca Piloto | # puntos prom. | Cota centroide | Latitud | ER _% (μ) | ER _% (σ) |
| Cerro Vega Negra | 260 | 3400 | 30°54' | 18% | -53% |
| Ojos de Agua / Juncal | 240 | 3000 | 32°52' | -4% | -37% |
| Morales / Lo Valdez | 210 | 2900 | 33°49' | -39% | -61% |
| Olla Blanca / Blanco | 260 | 3100 | 34°05' | -36% | -65% |
| Nevados Chillán (FC) | 150 | 1800 | 36°54' | -67% | -81% |
| Nevados Chillán (NFC) | 60 | 2100 | 36°54' | -20% | -47% |
| PROMEDIO | *** | *** | *** | -25% | -57% |

La reconstrucción del SWE obtenida es validada para la condición de máxima acumulación respecto a mediciones del SWE mediante transectas en terreno sobre cuencas piloto (Ayala et al., 2014) y a observaciones automáticas (snow-pillows). La altura del manto nival medida en ambos esquemas es llevada a términos de SWE mediante la densidad promedio del manto nival estimada en terreno (calicatas - DGA (2014)). En el primer esquema (Tabla

1), se observa (lado Chileno) una sobreestimación del SWE a nivel promedio-cuenca piloto en la zona norte de un 18%, variando paulatinamente a una subestimación a medida que se alcanza la zona sur (hasta 67%). Los errores relativos de la desviación estándar son siempre negativos, indicando una subestimación de la varianza espacial del SWE. En el caso de Nevados de Chillán, se muestreó zonas con cubierta boscosa (FC) y despejadas (NFC) observando que la modelación no es capaz de capturar la influencia de la interceptación nival. La validación respecto de los datos de snow-pillows presenta buenos resultados a excepción de Portillo y Laguna Negra. El valor de R^2 muestra la calidad del modelo respecto a la representatividad de la variabilidad interanual del SWE máximo observado en los snow-pillows (significativamente alta). Los errores relativos dan cuenta también de una variabilidad con una tendencia a la sobreestimación del SWE en la zona norte y una subestimación en la zona central. Aquellos años con información nivométrica de mala calidad o incompleta fueron descartados, evitando factores anexos a la dinámica climática (no se puede descartar a priori fallas en la medición-calibración de algunos snow-pillows).

Explicación del volumen de escorrentía de primavera - verano

Si bien procesos hidrológicos como la sublimación, evapotranspiración e infiltración inciden en que el volumen de escorrentía de deshielo total primavera-verano (SSRV) difiera del volumen máximo de equivalente en agua, se presenta una comparación de estas dos cantidades para evaluar su correlación lineal (supuesto como tal a priori) y con ello, de manera indirecta, la calidad del modelo (Figura 3). En general, los valores de R^2 son altos en C1, C2, C4, C5, C6 y C7 mostrando el carácter nival de estas respuestas hidrológicas regionales y, por ende, la aplicabilidad de la formulación utilizada ($R^2=0.69$). Más al sur (C3 y C8), el gradiente orográfico incide en el carácter nivo-pluvial del régimen hidrológico, disminuyendo el grado de explicación de la variabilidad del SSRV por parte del SWE máximo ($R^2=0.52$). Existen varios años con comportamientos anómalos (ej. año 2009) a los cuales es difícil atribuir una causa directa. En C3 y C8 en tanto, es claro que el exceso de volumen va de la mano de las características pluviales invernales en Chile y de las tormentas estivales en Argentina.

Variabilidad espacial e interanual del SWE reconstruido

Se grafican las anomalías normalizadas (promedio entre 2001 y 2014) del SWE para el 15 de Septiembre (fecha representativa para el MSWE en ambas pendientes - Figura 4). En general la reciente década ha estado dominada por una sequía prolongada agravada desde 2010 a la fecha. Solo en 2001, 2002, 2005 y 2009 han existido condiciones normales - húmedas generalizadas, compartiendo esto en 2008 para la zona centro sur. Algunos patrones detectables como por ejemplo el movimiento esporádico de la zona húmeda de norte a sur conforme los años (2005 al 2006; 2007 al 2009) sugieren que el SWE modelado captura de alguna manera la dinámica climática regional existente. También es notoria la presencia casi estática de la condición seca y extrema seca en el centro norte (2003 al 2004; 2009 hasta 2014). Cabe destacar que las transiciones de la condición hidrológica pueden ser suaves o abruptas (ej. C2 y C3 en 2009 y 2011) debido a que cada cluster utiliza forzantes independientes y únicas. La existencia de zonas de condición normal ha disminuido entre la primera y segunda mitad del periodo de estudio.

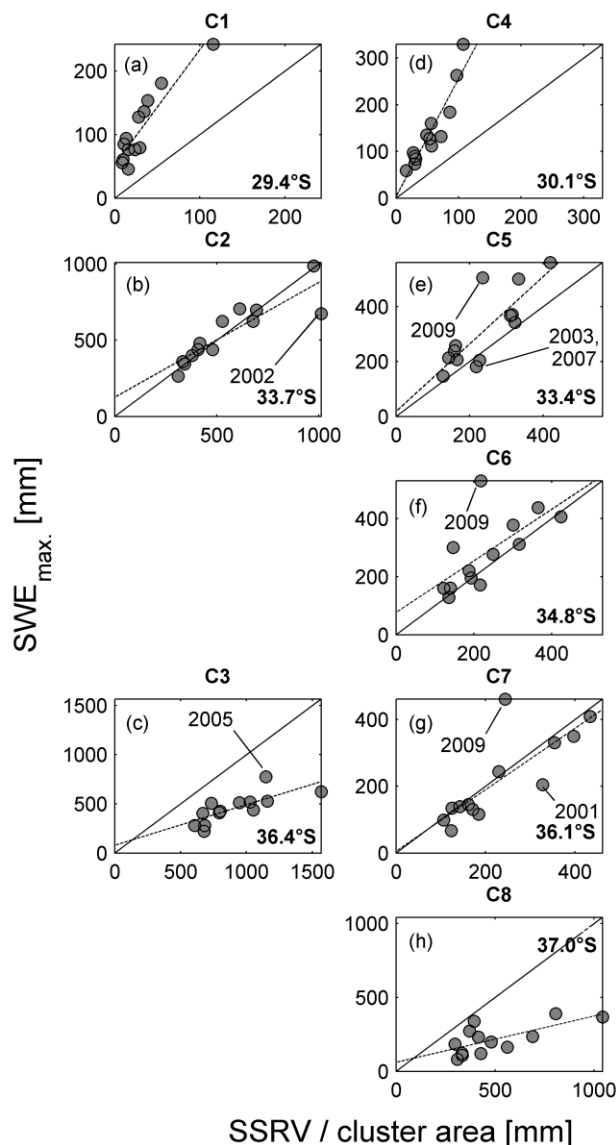


Figura 3. Relación entre SWE máximo modelado y SSRV total normalizado por el área de cada cluster (paneles esquematizados según su ubicación en el dominio de modelación).

A nivel fisiográfico, se calcula el SWE máximo reconstruido para cada banda de elevación (1000 m de rango). La Figura 5 muestra el perfil SWE medio (2001 – 2014 para MSWE) respecto a la elevación y el área cualitativa (área del círculo) subtendida por cada banda. La zona norte (al norte de 32°S – clusters C1 y C4) presenta acumulaciones bajas (~250 mm) siendo característica de la pendiente oeste una distribución más uniforme del volumen de nieve almacenado que la observada en la pendiente este. En la zona norte la acumulación nival máxima es observada entre los 2500 y 4500 m.s.n.m. No se aprecia un aumento significativo del SWE respecto a la elevación siendo la orientación la que pudiese controlar mayormente la distribución de esta variable.

Más al sur (zona centro – entre 32°S y 36°S – clusters C2 y C5) la acumulación nival se localiza mayormente entre los 1500 y 3500 m.s.n.m. entorno a 500 mm. Se observa que el

volumen de nieve se reparte de manera más uniforme que en la zona norte al menos entre los 1000 y 3000 m.s.n.m. en la pendiente oeste y entre los 1000 y 4000 m.s.n.m. en la contraparte este. Sobre 4500 m.s.n.m. el área subtendida es mucho menor en el lado Chileno presentando valores del SWE menores a 1500 mm. En el lado Argentino en cambio el volumen nival es importante sobre esta cota (~1000 mm). En general, el SWE tiende a aumentar considerablemente con la elevación pero dado que la mayor parte del área está bajo los 4500 m.s.n.m., es bajo esta cota donde se deposita el mayor volumen de nieve. Los clusters C6 y C7 se presentan como una zona de transición hacia un clima templado con acumulaciones centradas en los 3000 m.s.n.m. El volumen de nieve en C7 se acumula mayormente entre los 1000 y 3000 m.s.n.m. Ambos clusters presentan concentraciones del volumen de nieve en una banda de elevación más acotada.

La zona al sur de los 36.5°S (cluster C3 y C8) presenta acumulaciones importantes y uniformes en zonas bajas (1000 a 3000 m.s.n.m.) debido al decremento de altura de la cordillera. En esta zona el gradiente de altura de SWE respecto a la elevación es levemente más extremo que en la zona centro, alcanzando en la banda de interés valores cercanos a 500 mm. En general, la acumulación nival alcanza un máximo en la zona central siendo levemente mayor en Chile. En el norte esta tendencia se revierte.

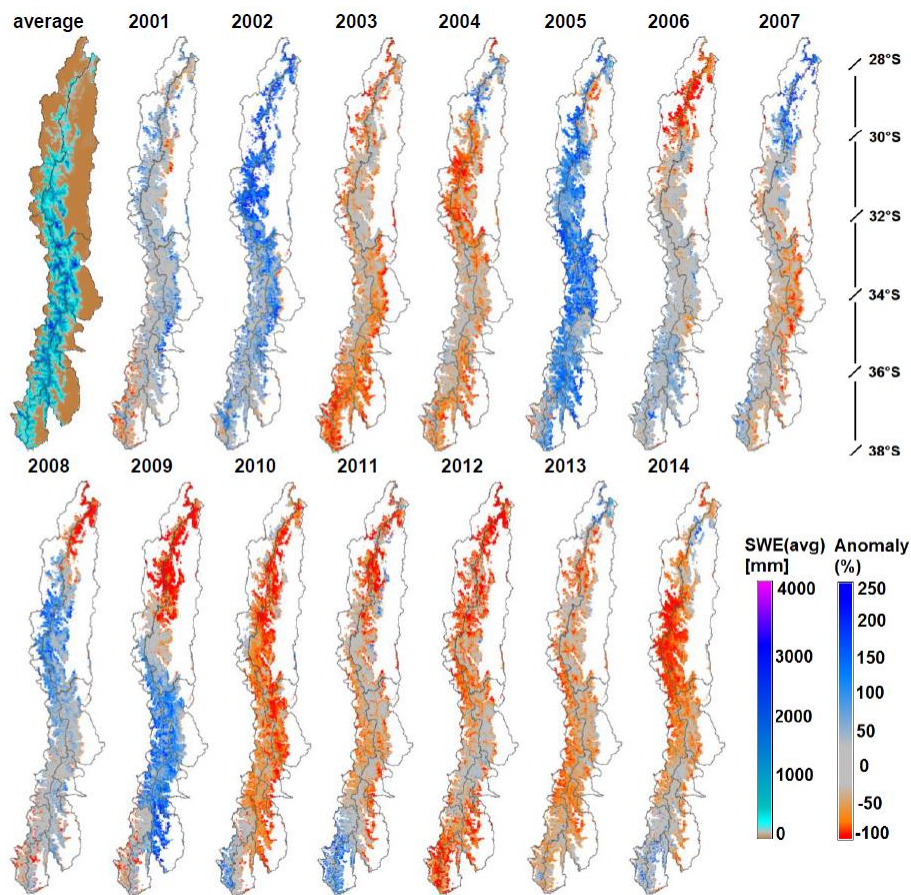


Figura 4. Mapa del SWE en máxima acumulación y anomalías normalizadas (porcentuales) interanuales (2001 al 2014): en azul: zonas con superávit hídrico, en rojo: zonas con déficit hídrico, en gris: zonas normales.

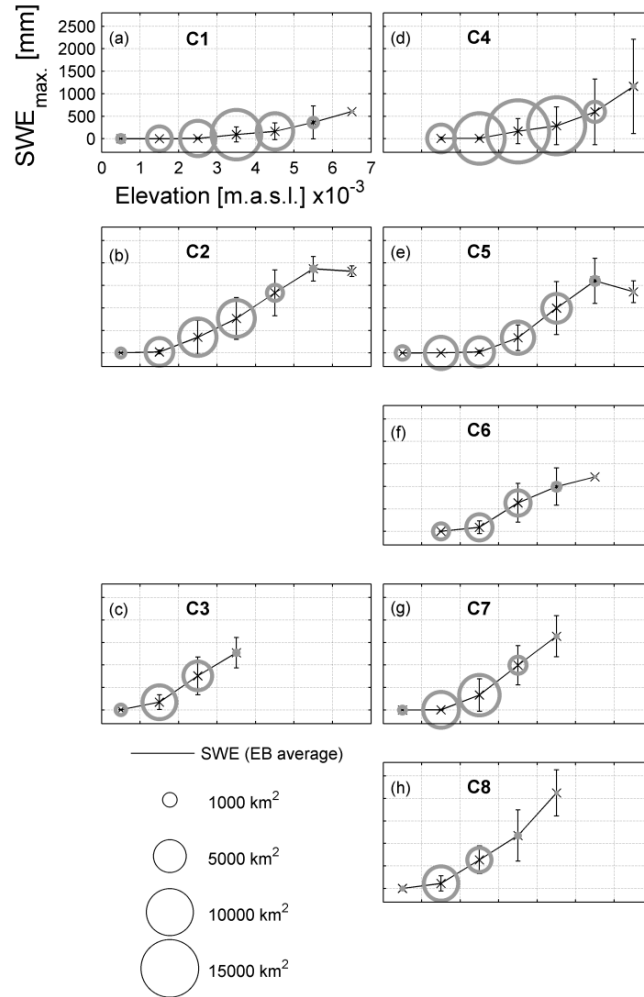


Figura 5. Distribución del SWE promedio por bandas de elevación (BE) para los ocho clusters estudiados. Líneas: perfil SWE - elevación, barras verticales: desviación estándar del SWE observada por BE, círculos: área subtendida por BE escaladas.

Respecto al perfil latitudinal (Figura 6), es posible calcular el SWE para cada cuenca considerada dentro de los ocho clusters según (1) SWE promedio sobre el área cubierta de nieve y (2) volumen total de SWE. En el primer ejercicio se observa que la altura del SWE en el lado Chileno aumenta progresivamente desde los 100 mm hasta los 350 mm en un primer escalón (28°S - 32°S) para luego saltar a valores sobre los 600 mm entre los 32°S y 35°S, para disminuir suavemente a una altura de 400mm en los 37°S. En el lado Argentino el aumento del SWE en la zona norte es extremo (de 100 mm a 600 mm). El SWE máximo es alcanzado al sur de los 32°S (decreciendo paulatinamente hacia el sur hasta alcanzar 500 mm en 35°S y mantenerse así hasta el extremo sur del área de estudio. Ambos perfiles presentan anomalías: Sobrante, Alicahue, Mapocho (posiblemente más bajas y pluviales) y Lontué (más alta que las cuencas adyacentes) en la pendiente oeste y; Malargüe en la pendiente este (también, una cuenca baja no colindante con el límite internacional). En términos de volumen de SWE total, el análisis difiere: las cuencas con mayor volumen de SWE por zona climática corresponden a Elqui, Maipo y Maule en la pendiente oeste de la

cordillera y San Juan, Diamante y Colorado en la pendiente este. Este resultado está directamente influenciado por el escala y disponibilidad hídrica total de cada cuenca.

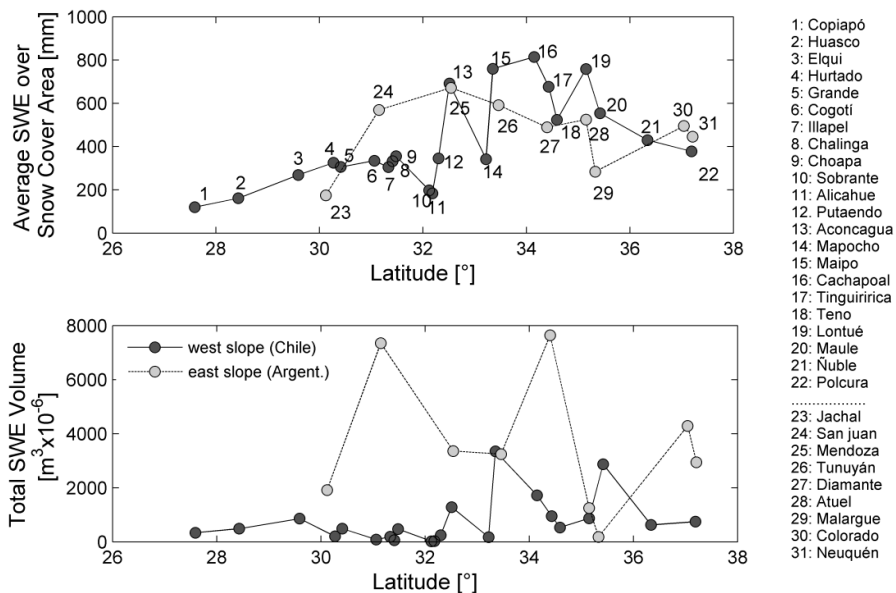


Figura 6. Perfil respecto a la latitud sur de (1) SWE promedio sobre área cubierta de nieve y (2) volumen total de SWE por cuenca (ambos para MSWE, 2001 - 2014).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos con la metodología implementada son promisorios respecto a la posibilidad de reconstruir históricamente el espesor del manto nival en equivalente en agua, independiente de la generación u obtención previa de un patrón de precipitación total (difícil de generar debido a la gran incertidumbre de esta variable en alta montaña). Además, estos resultados permiten reconstruir un decaimiento monótono con máximos en el rango (orden de magnitud) esperado respecto a los valores del SWE observados tanto de manera puntual (snow-pillows) como de manera distribuida (transectas en cuencas piloto). Paralelamente, ha explorado nuevas metodologías para generar patrones de radiación solar incidente considerando el efecto nuboso diario y patrones de temperatura del aire derivados de productos satelitales, independizando la metodología de la construcción de tasas de lapso térmicas (difíciles de validar). Deficiencias del modelo respecto a las observaciones podrían estar relacionadas en primera medida al la omisión de nevadas estivales, simplificando la dinámica semanal del SWE y en segunda medida, a la formulación teórica de los términos turbulentos y resoluciones espaciales asociadas a la discretización espacial utilizada. La formulación empírica de los flujos de energía turbulentos de calor sensible y latente no permiten estimar la sublimación (importante en la zona norte del área de estudio - Favier et al., 2009). La utilización del producto MODIS10A1 en vez de coberturas nivales de mayor resolución espacial (Molotch y Margulis, 2008) producen una subestimación del SWE reconstruido a escala de cuenca. Entendiendo los factores anteriormente destacados es posible argumentar que la sobreestimación del SWE en la zona norte y subestimación en la zona centro sur puede estar dada por la conceptualización simplificada del modelo y la utilización de un producto de agotamiento nival en específico.

La validación propuesta muestra dichas diferencias en los valores medios. Más aún, se observa en la modelación una subestimación consistente de la varianza espacial, entregando un patrón espacial del SWE más plano que la disposición probable del manto nival en terreno. Esto puede ser explicado y posteriormente sopesado al acoplar un modelo que explique el transporte de nieve por viento o por efectos gravitacionales inducidos por la fisiografía. En términos de la validación vía transectas, la resolución espacial (500 m) ejerce importantes efectos en el geo-proceso de re-escalamiento (*resampling*) de un muestreo a escala de ladera (menor a 500 m) por lo que esta validación es solo una primera aproximación al problema geo-estadístico. En general, se considera la validación respecto a los snow-pillows como un método primario válido entregando resultados significativos. No obstante, será necesario en el futuro refinar esta metodología aplicando técnicas de escalamiento geo-estadístico para compatibilizar la modelación en base pixel con la observación puntual, aumentando así la confiabilidad de la validación.

El análisis fisiográfico presentado (en este caso, respecto a la elevación) debe considerar el área comprendida en una banda de elevación y el SWE medio característico de dicha banda si se trata de una evaluación de disponibilidad hídrica. En la zona norte existen extensas áreas pero con bajas acumulaciones de SWE, induciendo a una disponibilidad hídrica reducida. En la zona centro y sur, existe un gradiente marcado del SWE respecto a la elevación el cual se quiebra sobre los 5000 m.s.n.m. en la zona central. La distribución del área por bandas es bastante uniforme, lo que permite reducir este análisis entre los 1000 y 4000 m.s.n.m. solamente a la distribución altitudinal del SWE. Hacia el sur, las cotas disminuyen restringiendo el análisis bajo los 4000 m.s.n.m. La desviación estándar espacial del SWE por banda de elevación (barras verticales - Figura 3b) es constantemente mayor en zonas extremadamente altas (a excepción de los clusters en donde el gradiente SWE vs. elevación se revierte). Esto pone en evidencia el desconocimiento de los forzantes en estas áreas y/o la necesidad de incluir modelos de redistribución de nieve o imágenes satelitales de mayor resolución que caractericen la cobertura nival con un detalle adecuado a las zonas de alta pendiente.

La modelación presentada ha hecho posible la generación de una línea base de información cuantificable respecto al estado nival máximo y agotamiento de la cordillera de los Andes en su sección central para ambas pendientes. Esta modelación efectuada para la última década y media no está exenta de problemas, recayendo su principal valor en considerar la existencia de distintas fuentes de incertidumbre y manifestarlas cuantitativamente por medio de una validación sistemática con datos de terreno. Con esta herramienta es posible determinar la evolución intra-anual (deshielo) e inter-anual del SWE según unidades de respuesta hidrológica específicas o cuencas seleccionadas, identificando la respuesta hidrológica específica para cada unidad y la disponibilidad hídrica acontecida en un momento histórico dado. Más aún, será posible incorporar esta información para mejorar modelos de pronóstico de caudales, toma de decisión respecto a gestión de recursos hídricos en base a climatologías. Paralelamente, la distribución espacio-temporal del SWE permite diseñar redes nivométricas de manera más eficiente y óptima y, de esta manera, retroalimentar el modelo mismo mejorando su calidad representativa de el equivalente en agua de nieve.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al equipo de hidrología de montaña del Departamento de Ingeniería Civil de la FCFM Universidad de Chile y a quienes han apoyado esta investigación. Agradecimientos a la Dirección General de Aguas, que proveyó de datos y financiamiento para la realización de campañas de terreno a través del contrato N°28. Se agradece de manera especial al Dr. Noah P. Molotch por su importante contribución en la configuración y visión última de la publicación que dio origen a este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Army Corps of Engineers, U., (1960). Engineering and design: runoff from snowmelt. [publisher not identified], Washington.

Brubaker, K., Rango, A., Kustas, W., (1996). Incorporating Radiation Inputs into the Snowmelt Runoff Model. *Hydrol. Process.* 10, 1329–1343. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199610)10:10<1329::AID-HYP464>3.0.CO;2-W

Cline, D.W., Bales, R.C., Dozier, J., (1998). Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resour. Res.* 34, 1275–1285.

Cornwell, E., McPhee, J. (2013). Capacidad predictiva y representatividad espacial del equivalente en agua de nieve mediante modelación inicializada con información remota MODIS". XXI Conference for hydraulic Engineering (2013), Concepción, Chile - (author) extended abstract and oral presentation.

Cornwell, E., N.P. Molotch and J. McPhee., Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes cordillera from a distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. In Review for hess-2015-284.

DGA (2014). Análisis de la red nival necesaria para cuantificar los recursos hídricos, etapa 2. S.I.T.353 (2014) - Universidad de Chile - Ministerio de Obras Públicas (DGA).

Falvey, M., Garreaud, R., (2007). Wintertime precipitation episodes in central Chile: Associated meteorological conditions 781 and orographic influences. *J. Hydrometeorol.* 8, 171–193.

Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., López, D., (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32°S). *Water Resour. Res.* 45, W02424. doi:10.1029/2008WR006802

Garreaud, R.D., (2009). The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.* 22, 3–11.

Guan, B., Molotch, N.P., Waliser, D.E., Jepsen, S.M., Painter, T.H., Dozier, J., (2013). Snow water equivalent in the Sierra Nevada: Blending snow sensor observations with snowmelt model simulations. *Water Resour. Res.* 49, 5029–5046. doi:10.1002/wrcr.20387

Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V., DiGirolamo, N.E., Bayr, K.J., (2002). MODIS snow-803 cover products. *Remote Sens. Environ.* 83, 181–194.

Hofierka, J., Suri, M., others, (2002). The solar radiation model for Open source GIS: implementation and applications, in: *Proceedings of the Open Source GIS-GRASS Users Conference*. pp. 1–19.

Jepsen, S.M., Molotch, N.P., Williams, M.W., Rittger, K.E., Sickman, J.O., (2012). Interannual variability of snowmelt in the Sierra Nevada and Rocky Mountains, United States: Examples from two alpine watersheds. *Water Resour. Res.* 48.

Martinec, J., (1989). Hour-to-hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period. *Snow Cover Glacier Var.* 19–28.

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., Le Quesne, C., Aravena, J.C., (2006). Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: Large scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *J. Clim.* 19, 6334–6352.

Molotch, N.P.,(2009). Reconstructing snow water equivalent in the Rio Grande headwaters using remotely sensed snow cover data and a spatially distributed snowmelt model. *Hydrol. Process.* 23, 1076–1089. doi:10.1002/hyp.7206

Molotch, N.P., Bales, R.C., (2006). Comparison of ground-based and airborne snow surface albedo parameterizations in an alpine watershed: Impact on snowpack mass balance. *Water Resour. Res.* 42.

Molotch, N.P., Margulis, S.A., (2008). Estimating the distribution of snow water equivalent using remotely sensed snow cover data and a spatially distributed snowmelt model: A multi-resolution, multi-sensor comparison. *Adv. Water Resour., Hydrologic Remote Sensing* 31, 1503–1514. doi:10.1016/j.advwatres.2008.07.017

Montgomery, D.R., Balco, G., Willett, S.D., (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29, 579–582.

Neteler, M., Bowman, M.H., Landa, M., Metz, M., (2012). GRASS GIS: A multi-purpose open source GIS. *Environ. Model. Softw.* 31, 124–130.

Rubio-Álvarez, E., McPhee, J., (2010). Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in south central Chile in the period 1952–2003. *Water Resour. Res.* 46, W05514. doi:10.1029/2009WR007982

Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., Li, Z., (2002). Validation of 891 the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sens. Environ.* 83, 163–180.