



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

**RECONSTRUCCIÓN DEL EQUIVALENTE EN AGUA DE LA
COBERTURA NIVAL EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO
ACONCAGUA. EMPLEO DE IMÁGENES MODIS.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

NIVALDO FABIÁN MARTÍNEZ PONCE

PROFESOR GUÍA:
XIMENA VARGAS MESA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAMES MCPHEE TORRES
ERNESTO BROWN FERNÁNDEZ

SANTIAGO DE CHILE
ENERO 2010

RESUMEN

La escorrentía generada por el derretimiento de nieves constituye una de las principales fuentes de agua para sus diferentes usos. Es por eso que en Chile, la hidrología de nieves constituye un área de investigación que se encuentra en constante crecimiento.

El principal objetivo de esta investigación es reconstruir el equivalente en agua en la cuenca alta del río Aconcagua para dos ciclos de deshielo (septiembre 2007-febrero 2008 y septiembre 2008-febrero 2009). Para ello, se implementó un modelo distribuido de base física en la cuenca de estudio. Dicho modelo, con el apoyo de la información adicional del tipo meteorológica, permitió reconstruir el equivalente en agua a escala temporal diaria y a una resolución espacial de 500 m. Como objetivos secundarios, se aplicó el modelo en una cuenca vecina para así establecer comparaciones en las variables predominantes del modelo, además de determinar la respuesta de escorrentía de deshielo asociada a la reconstrucción del equivalente en agua.

Los resultados indican que la metodología utilizada es apropiada para la reconstrucción espacial y temporal del equivalente en agua. Por otra parte, se obtuvo una adecuada modelación en una cuenca vecina; determinándose de que existe una importante influencia de la orientación de la cuenca (norte-sur o este-oeste) en el balance radiativo del manto nival. De los resultados obtenidos, se lograron establecer 3 principales conclusiones: (i) se estimó que el 32% del volumen de agua potencialmente disponible para el derretimiento no se refleja necesariamente como escorrentía superficial de deshielo; (ii) la pérdida de información debido a la cobertura nubosa sobre la cuenca puede alcanzar el 12%, por lo que se debe idear una metodología adecuada que sea capaz de reemplazar tal información; y (iii) el balance radiativo es una de las variables más importantes en la modelación por lo que debe existir una estimación adecuada para la modelación.

Finalmente, la dinámica de la serie de procesos que ocurren continuamente sobre el manto nival generalmente se caracteriza por ser de difícil parametrización por lo que la modelación obtenida se considera una adecuada aproximación, y se cuentan con grandes expectativas para cuando efectivamente sea validado.

AGRADECIMIENTOS

Desde luego, difícil es condensar en una página el esfuerzo y dedicación que se ve reflejada en esta investigación.

En primer lugar quisiera agradecer a mis padres por su entrega emocional, espiritual y educacional durante mi vida. Sin su ayuda incondicional, difícilmente habría logrado lo que hasta el día de hoy he realizado. A mis hermanas les agradezco su constante preocupación y aliento para finalizar este largo proceso de la mejor manera.

A la profesora Ximena Vargas le agradezco su apoyo, enseñanza y disposición. A pesar de que su disponibilidad de tiempo fue mínima, entre papeles y llamadas, siempre se dio el espacio para responder a mis preguntas. También deseo manifestar mi gratitud hacia el profesor James McPhee, quien con sus campañas en terreno aprendí a conocer la montaña y la belleza de de la cordillera. Una persona que ayudó muchísimo al correcto desarrollo de este trabajo es Mauricio Cartes, con el cual compartí horas de conversaciones, frustraciones y largas caminatas por los cajones cordilleranos de los Andes. Le agradezco enormemente su amistad, su desinteresada entrega de información, y soporte teórico relacionado con la hidrología de nieves.

La amistad es parte del desarrollo integral de un ingeniero, es por esto que agradezco enormemente a todos mis amigos que directa o indirectamente han sido parte de esta aventura. La lista pareciera ser interminable, pero parto dando gracias a Carlos R., Pancho A., Pablo Z., Pía R., Lucía S., Álvaro I.; hidráulicos que entre cafés y conversaciones de pasillo hicieron ver un nuevo punto de vista a pequeños detalles que tantas veces me aproblemaron. A mis camaradas del 4° piso: Sergio, Nicolle, Vero, Mate, Lucho, y tantos otros, gracias por sus palabras de aliento. A todos mis eternos amigos del *west*; Javier, Coto, Carla M., Carla L., Guatón, Jalil; imposible es resumir mis agradecimientos hacia ustedes.

Finalmente, pero en lo absoluto no menos importante, deseo agradecer profundamente a mi polola Brittany. A ella le debo las ganas de seguir investigando, de ser apasionado en lo que se hace, la convicción de ir y hacer un paso más allá del requerido, y por supuesto, su infinito amor.

A mi Padre, Madre y Hermanas...

Lo esencial es invisible a los ojos...

ÍNDICE DE CONTENIDOS

| | |
|--|-----------|
| CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN..... | 7 |
| 1.1. INTRODUCCIÓN..... | 7 |
| 1.2. OBJETIVOS..... | 10 |
| 1.3. ORGANIZACIÓN DE ESTE INFORME | 10 |
| | |
| CAPÍTULO II: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA | 12 |
| 2.1. INTRODUCCIÓN..... | 12 |
| 2.2. HIDROLOGÍA DE NIEVES..... | 13 |
| 2.2.1. <i>Caracterización de la formación de la nieve</i> | 16 |
| 2.2.2. <i>Acumulación</i> | 18 |
| 2.2.3. <i>Balance de energía y generación de escorrentía</i> | 21 |
| 2.2.4. <i>Modelación distribuida</i> | 24 |
| 2.3. PERCEPCIÓN REMOTA | 25 |
| 2.3.1. <i>Percepción remota del manto nival</i> | 26 |
| 2.3.2. <i>Principios de espectroscopía</i> | 28 |
| 2.3.3. <i>Imágenes Satelitales MODIS</i> | 31 |
| 2.3.4. <i>Validación imágenes satelitales MODIS</i> | 35 |
| | |
| CAPÍTULO III: DETALLES DE LA MODELACIÓN | 36 |
| 3.1. INTRODUCCIÓN..... | 36 |
| 3.2. DETALLES DEL MODELO | 38 |
| 3.2.1. <i>Determinación de radiación solar incidente (radiación de onda corta) ($S_{\downarrow j}$)</i> | 40 |
| 3.2.2. <i>Determinación del albedo (α) y cobertura nival (SCA)</i> | 41 |
| 3.2.3. <i>Determinación de radiación termal incidente (radiación de onda larga) (L_{\downarrow})</i> | 41 |
| 3.2.4. <i>Determinación radiación termal saliente (L_{\uparrow})</i> | 44 |
| 3.2.5. <i>Determinación temperatura media diaria del aire</i> | 45 |
| 3.2.6. <i>Consideraciones tomadas en la modelación</i> | 45 |
| | |
| CAPÍTULO IV: ZONA DE MODELACIÓN..... | 47 |
| 4.1. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO | 47 |
| 4.2. GEOLOGÍA Y VOLCANISMO | 48 |
| 4.3. CLIMA DE LA ZONA | 49 |
| 4.3.1. <i>Clima templado-cálido con lluvias invernales, estación seca prolongada y gran nubosidad.</i> .. | 49 |
| 4.3.2. <i>Clima templado con lluvias invernales y estación seca prolongada</i> | 49 |
| 4.3.3. <i>Clima templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses.</i> | 50 |
| 4.3.4. <i>Clima frío de altura</i> | 50 |
| 4.4. SUB-CUENCA DEL ESTERO NAVARRO..... | 50 |
| 4.5. INFORMACIÓN DISPONIBLE..... | 52 |
| 4.5.1. <i>Información fluviométrica</i> | 52 |
| 4.5.2. <i>Información satelital</i> | 54 |
| 4.6. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE VARIABLES INVOLUCRADAS EN LA MODELACIÓN..... | 55 |
| 4.6.1. <i>Radiación solar incidente</i> | 55 |
| 4.6.2. <i>Albedo y cobertura nival</i> | 57 |
| 4.6.3. <i>Radiación termal incidente</i> | 57 |
| 4.6.4. <i>Radiación termal saliente</i> | 58 |
| 4.6.5. <i>Temperatura media del aire</i> | 60 |

| | |
|--|------------|
| CAPÍTULO V: RESULTADOS DE LA MODELACIÓN..... | 61 |
| 5.1. INTRODUCCIÓN..... | 61 |
| 5.2. RECONSTRUCCIÓN DEL EQUIVALENTE EN AGUA PARA EL PRIMER PERÍODO DE DERRETIMIENTO: 11 SEPTIEMBRE 2007-28 FEBRERO 2008..... | 62 |
| 5.2.1. Caso 1: Modelación inicial, sin ninguna consideración sobre las variables. | 62 |
| 5.2.2. Caso 2: Modelación con consideraciones sobre temperatura de la nieve, temperatura del aire y flujos potenciales de derretimiento | 66 |
| 5.2.3. Caso 3: Modelación con consideraciones sobre temperatura de la nieve, temperatura del aire, flujos potenciales de derretimiento y además reemplazo de información. | 71 |
| 5.2.4. Discusión de resultados: selección del mejor caso. | 75 |
| 5.3. RECONSTRUCCIÓN DEL EQUIVALENTE EN AGUA PARA EL SEGUNDO PERÍODO DE DERRETIMIENTO: 10 SEPTIEMBRE 2008-28 FEBRERO 2009..... | 83 |
| 5.4. MODELACIÓN EN CUENCA VECINA: CUENCA DEL ESTERO OJOS DE AGUA..... | 93 |
| 5.4.1. Consideraciones de la modelación. | 95 |
| 5.4.2. Resultados..... | 96 |
| 5.4.3. Comparación con cuenca del estero Navarro | 99 |
| | |
| CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES | 107 |
| 6.1. COMENTARIOS SOBRE INFORMACIÓN ADQUIRIDA POR MEDIO DE IMÁGENES SATELITALES | 107 |
| 6.2. COMENTARIOS SOBRE EL MODELO Y SUS RESULTADOS..... | 109 |
| 6.3. SELECCIÓN DEL MEJOR CASO DE MODELACIÓN..... | 114 |
| 6.4. RECOMENDACIONES | 117 |
| 6.5. CONCLUSIONES GENERALES..... | 118 |
| | |
| CAPÍTULO VII: REFERENCIAS..... | 120 |
| | |
| CAPÍTULO VIII: ANEXOS | 123 |
| 8.1. CÁLULO DEL CAUDAL EN LA CUENCA DEL ESTERO NAVARRO A TRAVÉS DE UNA TRANSPOSICIÓN POR ÁREA NIVAL CON LA CUENCA DEL ESTERO JUNCAL (Q' OBS.)..... | 123 |
| 8.1.1. Comprobación en terreno de Q' observado. | 126 |
| 8.2. CÓDIGO MATLAB..... | 128 |

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

En general, existe una falta de apreciación por parte de la sociedad acerca de la importancia de la nieve en la vida diaria. Un buen ejemplo de esto se puede encontrar en la cuenca alta del río Maipo en la región metropolitana de Santiago: su cauce se encuentra entre los más importantes de la zona central de Chile, y su origen es predominantemente nival. Su escorrentía en la época estival da origen a un importante caudal que es aprovechado para el riego, generación hidroeléctrica, producción de agua potable, etc. Sin ir más lejos, el río Maipo y su embalse El Yeso proveen de agua potable al 70% del gran Santiago, hecho que de la mayoría de los habitantes de la capital desconoce.

La relevancia de la nieve no sólo consiste en que es uno de los principales elementos generadores de escorrentía, sino también en los efectos que ella produce. Por ejemplo, la importancia de la precipitación nival, durante y después de una tormenta, es inmediatamente evidente por sus efectos, entre otros, en el transporte terrestre. El cierre de la ruta internacional Los Andes - Mendoza año tras año genera importantes pérdidas económicas y trae a la luz las posibles soluciones a tal incomunicación. Sin embargo, los efectos de una nevada de grandes proporciones van mucho más allá de bloqueo de caminos, logrando afectar los principales ejes productivos de Chile: agricultura, minería, turismo, etc.

Durante el invierno de 1995 se produjo uno de los eventos climáticos más importantes en 40 años en la zona sur austral del país, el cual fue denominado *Terremoto Blanco*. El 2 de agosto de ese año, un frente de baja presión afectó desde la VII región del Maule hasta la XII región de Magallanes y Antártica Chilena. En un comienzo el frente parecía normal, pero empezó a extenderse inusualmente con la llegada de un nuevo frente que ocasionó un fuerte descenso en las temperaturas, las que según datos de la Dirección Meteorológica de Chile cayeron por debajo de -14°C, produciendo así grandes nevazones. La nieve obstaculizó caminos (figura 1.1) y dejó aisladas a cientos de comunidades en la cordillera de los Andes y en la Patagonia chilena. El forraje almacenado para situaciones meteorológicas adversas comenzó a escasear rápidamente y ovejas y vacunos fueron atrapados bajo metros de nieve. El gobierno inicialmente decretó emergencia agrícola en 24 comunas, ampliándose posteriormente a más de 30; entre 10 mil y 20 mil familias

fueron damnificadas debido a los efectos de las nevazones. Se estima que en la XII Región falleció el 20% del ganado ovino y en zonas de la isla grande de Tierra del Fuego estas mermas alcanzaron el 80% (Prensa Austral, 10 de Agosto 2005).



Figura 1.1: Terremoto Blanco, 17 de Agosto 1995. A la izquierda plaza de armas de Puerto Natales, a la derecha zona residencial de Punta Arenas.

Las pérdidas alcanzaron los 25 millones de dólares de la época, y solamente para el término del mes de Agosto el gobierno pudo limpiar caminos y entregar ayuda a los damnificados que consistió principalmente en forrajes para el ganado.

Las perturbaciones de grandes acumulaciones de nieve son entonces de cuidado, debido al daño que ellas causan a las actividades diarias de la población; es por esto que se han desarrollado metodologías e índices para cuantificar el impacto de la precipitación nival. Un ejemplo es el índice NESIS (*Northeast Snowfall Impact Scale*) que tiene como propósito cuantificar y clasificar las tormentas de nieve en el noreste de Estados Unidos (DeWalle y Rango, 2008).

Cuando la nieve recién caída emblanquece el paisaje, la mayoría de la gente estaría de acuerdo en decir que la nieve es estéticamente agradable y representa una experiencia visual positiva. Sin embargo, el hecho menos conocido y más importante es que la cobertura nival cambia radicalmente las propiedades de la superficie de la tierra al incrementar el albedo y producir un aislamiento entre ella y el medio ambiente. Por ende, cobra mucha importancia el lograr localizar áreas en la superficie terrestre que estén cubiertas de nieve, debido a las grandes diferencias en balances de energía y flujos de radiación que estas zonas presentan en comparación con las zonas libres de nieve.

En muchas regiones de Chile, la acumulación de nieve y el consiguiente derretimiento, son los factores críticos determinantes para la producción de un adecuado abastecimiento de agua, y desde luego, para realizar una estimación cuantitativa de esta disponibilidad hídrica, incluyendo volumen, duración y calidad, es importante tener un entendimiento detallado de los procesos involucrados en la hidrología de nieves. Sin ir más lejos, hoy en día en la mayor parte del mundo ocurre la preocupante situación de que la demanda de agua supera su abastecimiento, y desde luego el conocimiento hidrológico nival se torna de gran importancia (DeWalle y Rango, 2008).

Por otra parte, las tecnologías de percepción remota aplicadas a la nieve han tenido un gran impacto en la adquisición de información para la estimación de profundidades de manto, tasas de derretimiento, equivalente en agua y otros parámetros característicos. Importantes y extensos mantos nivales desarrollan su dinámica de acumulación-derretimiento en áreas remotas e inaccesibles las que, sin embargo, son fáciles de observar a través de productos remotos. Estos procesos sobre el manto nival se desarrollan en regiones montañosas, y generalmente están activos durante la época en que el clima no es favorable para expediciones. Lo anterior trae como consecuencia que existen importantes consideraciones de seguridad en torno a la investigación nival que le adjudican ventaja a la adquisición de información por medio de sensores remotos.

Finalmente, la determinación de la evolución tanto temporal como espacial de la cobertura nival y su potencial flujo de deshielo es un desafío al que los investigadores interesados en el tema están abocados a resolver. De hecho, recientemente han surgido nuevas metodologías que permiten reconstruir el manto de nieve en una cuenca por medio de información parcial de terreno y antecedentes de imágenes satelitales.

En la presente investigación se pretende reconstruir el equivalente en agua (SWE¹) en la cuenca alta del río Aconcagua, en base a metodologías de vanguardia. Para ello, se implementó un modelo distribuido de base física en la sub-cuenca del estero Navarro. Dicho modelo, con el apoyo de información adicional del tipo meteorológica, permitió reconstruir la evolución del manto nival y cuantificar el SWE en cualquier punto de la cuenca, vale decir distribuido espacialmente; y en cualquier instante de tiempo, esto es distribuido temporalmente. La metodología empleada se basa en un balance másico entre la cantidad inicial disponible de agua y flujos potenciales de deshielo. Como resultado final de este análisis se genera la curva SWE en función del tiempo, además de la creación de un análisis de la evolución espacial del SWE.

¹ Del inglés Snow Water Equivalent

1.2. OBJETIVOS

El principal objetivo de esta investigación consiste en aplicar una nueva metodología simple para reconstruir el equivalente en agua a escala temporal diaria en forma distribuida en la cuenca alta del río Aconcagua en base a la información observada proveniente de (i) imágenes satelitales MODIS, (ii) temperatura, (iii) balance radiativo sobre el manto.

Como objetivos secundarios, se persigue (i) aplicar el modelo en una cuenca vecina a la anteriormente nombrada para así establecer comparaciones en las variables predominantes del modelo, (ii) determinar la respuesta de escorrentía de deshielo asociada a la reconstrucción del equivalente en agua, (iii) precisar la validez de adquirir información satelital para zona de estudio, y (iv) evaluar la respuesta del modelo ante diferentes condiciones topográficas.

1.3. ORGANIZACIÓN DE ESTE INFORME

La presente investigación involucró una extensa revisión bibliográfica con el objeto de comprender la dinámica de los procesos físicos del manto nival y su relación con la generación de escorrentía. El capítulo II hace referencia a la revisión bibliográfica. En él se describe la evolución y clasificación del manto nival desde el momento de su creación, para luego pasar a la precipitación, y finalmente el proceso de acumulación y deshielo. Además, se describen las bases de los sensores remotos utilizados en conjunto con la validez de su utilización.

En el capítulo III se detalla la modelación empleada. En él se explica la determinación de cada una de las variables involucradas, su aproximación, y la utilización de metodologías especiales que permitieron una distribución espacial de ellas. Además, se incluyen las consideraciones tomadas a lo largo de la ejecución del modelo.

Las características de la zona de estudio se indican en el capítulo IV. En él se definen los límites geográficos del estudio y la evaluación de las diferentes variables en la zona específica de la cuenca; además de las propiedades geológicas, vulcanológicas, y climáticas del área de investigación.

Los resultados de la modelación se encuentran descritos en el capítulo V. Aquí se explican los resultados para dos ciclos de derretimiento (septiembre 2007-febrero 2008, septiembre 2008-febrero 2009) en función de las consideraciones tomadas. Además, se incluye la aplicación del modelo en una cuenca vecina, explicándose las consideraciones de esta segunda modelación. Se establecen comparaciones sobre las variables predominantes, además del porqué de las diferencias que se obtienen entre ambas cuencas.

Finalmente, el capítulo VI hace referencia a las conclusiones y recomendaciones. En él se hace un análisis crítico a los alcances de la modelación y los resultados obtenidos. Además, se señalan algunos consejos de cómo mejorar el modelo y la línea de investigación que se debiese seguir a partir de este informe.

CAPÍTULO II

REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. INTRODUCCIÓN

En términos nivales Chile presenta una geografía privilegiada; su cordillera de más de 4.300 Km de largo, con una elevación media de 4.500 msnm y una localización en la mitad meridional del hemisferio sur continental, posee una disponibilidad hídrica de inconmensurable tamaño dado el efecto natural de acumulación y derretimiento de la nieve. De hecho, desde la época colonial que ya se sabía de la importancia de la escorrentía generada por los deshielos. Las primeras fuentes de agua para consumo humano provenían de acueductos que fueron construidos para captar aguas originadas en las partes altas del río Maipo, el cual es conocido por tener un régimen predominantemente nival.

A modo general, la nieve se puede entender como un almacenamiento de agua en las partes altas de la cuenca, el cual servirá para abastecer las necesidades hídricas del valle en la época de estiaje. Dada las características climatológicas de Chile el período de almacenamiento se concentra en los meses invernales y el período de deshielo durante los meses más calidos de primavera y verano; lo que trae como consecuencia que en la zona central del país la escorrentía de derretimiento nival posee una gran variabilidad estacional.

Existe la falsa sensación de que la extensión de la nieve sobre la superficie terrestre es pequeña. Sin embargo, la cobertura nival puede alcanzar el 53% de la superficie terrestre en el hemisferio norte (Foster y Rango, 1982) y hasta el 44% de la superficie terrestre mundial en un instante dado. Desde luego existe un importante potencial de agua disponible para ser derretida, sin ir más lejos la escorrentía de deshielo abastece al menos un tercio del agua que es usada para riego y el crecimiento de cultivos a lo largo del mundo (Steppuhun, 1981).

La estimación de la cobertura nival y el equivalente en agua asociado son entonces los parámetros fundamentales en la hidrología de nieves, puesto que ellos permiten cuantificar los recursos hídricos disponibles. Cabe indicar que la determinación de la cobertura del manto nival es parte de un proceso no trivial. Su monitoreo es muy dificultoso y en ocasiones impracticable debido a la accidentada topografía y grandes elevaciones de la cordillera; además, en su caracterización

espacial intervienen una serie de parámetros muchas veces desconocidos tales como la radiación solar incidente, altura máxima de ladera contraria a la dirección del viento, cenit solar del lugar, etc. (Molotch y Bales, 2006).

Ante la necesidad de generar una respuesta a la individualización del manto nival surge la percepción remota, la cual, en base a imágenes satelitales es capaz de entregar aproximaciones a los diferentes parámetros que influyen en su distribución espacial. Esta herramienta permite observar a diferentes niveles de resolución, ya sea espacial o temporal, no sólo la evolución nival sino que también de diferentes elementos cuantitativos y cualitativos de la nieve.

En este capítulo se muestran los antecedentes teóricos necesarios para comprender la dinámica de la hidrología de nieve y del modelo necesario para la reconstrucción del equivalente en agua en el período de estudio.

2.2. HIDROLOGÍA DE NIEVES

La hidrología de nieves se entiende como el área de la hidrología que estudia el comportamiento, distribución espacial y temporal, cantidad y calidad de la nieve; además de los factores que influyen en su derretimiento y la consiguiente generación de escorrentía.

La nieve se define como un fenómeno meteorológico que es parte del ciclo hidrológico (figura 2.1), consistente en la precipitación a baja temperatura de pequeños cristales de hielo que adoptan formas geométricas fractales y se agrupan en copos de manera granular. La principal característica de la nieve viene dada por su composición física; presenta una estacionalidad de acumulación y derretimiento.



Figura 2.1: Participación de la nieve en el ciclo hidrológico. Fuente: U.S. Geological Survey.

La dinámica de acumulación y derretimiento se consideran procesos continuos en el tiempo, por lo mismo, con el fin de lograr una adecuada modelación y caracterización de ellos, es necesario entender la escala temporal a las que ocurren. (Cartes, 2009).

Tal como se explica en la figura 2.2, es posible plantear el fenómeno que se desea abordar y conocer la escala temporal asociada, lo cual eventualmente permitirá una adecuada selección de la información requerida. A modo de ejemplo, el estudio de la escorrentía de deshielo está fuertemente relacionado a los períodos de acumulación y derretimiento de la nieve tanto a escala temporal diaria como estacional. Además, se entiende que en términos espaciales éstos procesos se desarrollan en escala de cientos de metros a cientos de kilómetros.

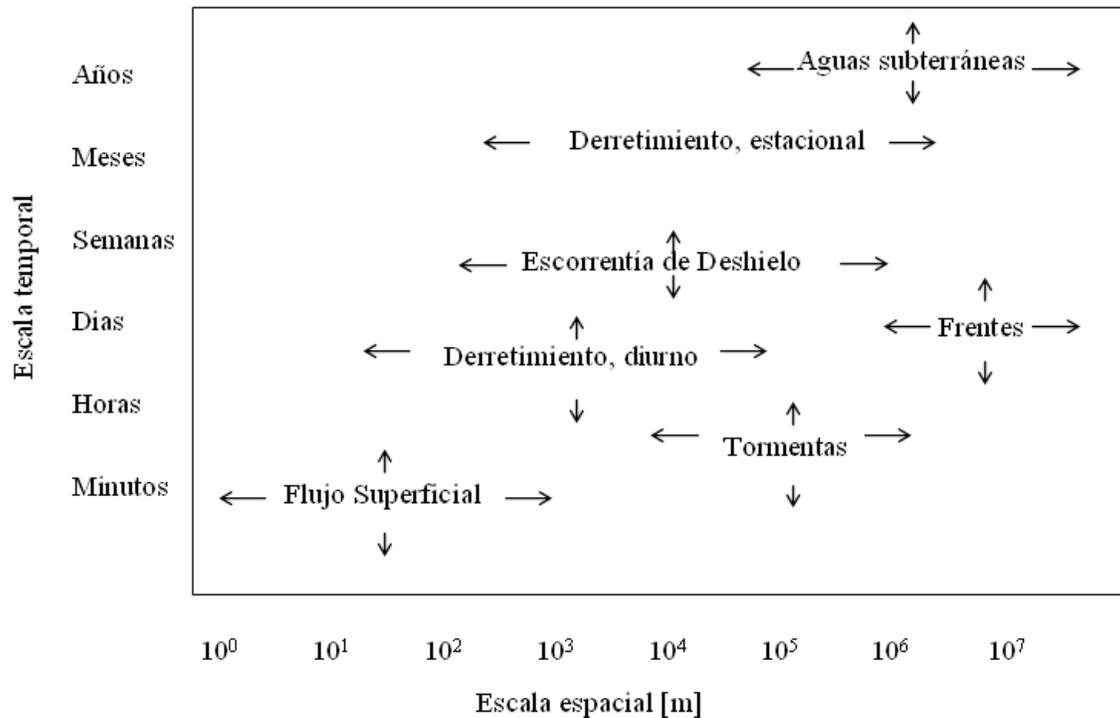


Figura 2.2: Relación espacial y temporal de diferentes procesos hidrológicos y meteorológicos.

Fuente: Cartes, 2009.

El proceso acumulación-derretimiento se desarrolla en una escala temporal diaria, pero dependerá de la escala espacial asociada si se estudia a un nivel temporal mayor o menor. Dado que generalmente las cuencas tienen una escala de cientos de kilómetros cuadrados, cobrará entonces más importancia un estudio temporal a nivel estacional. Por otra parte, este proceso condicionará la distribución espacial del manto nival y por ende la generación de escorrentía de deshielo, consistente en una dinámica metamórfica basada principalmente en un balance energético vertical entre la interacción suelo-manto de nieve-aire.

El balance energético del manto nival es gobernado por diferentes procesos de intercambio de calor. El estrato de nieve absorbe la radiación solar de onda corta que es parcialmente bloqueada por la cobertura nubosa y reflejada por la superficie de la nieve. Un intercambio de calor de onda larga (o de baja frecuencia) y de calor tanto sensible como latente toma lugar entre la nieve y el ambiente que la rodea; esto incluye la masa de aire que yace por encima de ella, la cubierta vegetal y la cobertura de nubes presentes en el cielo. La interacción suelo-nieve se encuentra reflejada en el flujo de calor latente desde y hacia el manto nival.

Finalmente, para entender la dinámica en la caracterización del manto es necesario conocer ciertas variables de estado nivales tales como: espesor, equivalente en agua, contenido de frío, y calidad térmica (Valck, 2004). A continuación se describen cada una de ellas.

- Espesor: Altura o profundidad del manto de nieve.
- Equivalente en agua (SWE): Agua total contenida en una muestra de nieve medida en mm., esta medida incluye el contenido de agua líquida limitada por la capacidad de retención del manto.
- Contenido de frío: Calor o energía necesaria para llevar el manto a temperatura de fusión.
- Calidad térmica (CT): Se define como el cociente entre el calor necesario para producir el derretimiento del manto y su contenido de frío. La CT generalmente se considera un indicador indirecto de la edad de la nieve.

2.2.1. Caracterización de la formación de la nieve

Los cristales de nieve se forman cuando pequeñas gotas de agua sobrefusionadas (del orden de 10 μm de diámetro) se congelan. Estas pequeñas gotas son capaces de mantenerse en estado líquido a temperaturas por debajo de los -18°C porque para que se logre la congelación las moléculas de agua necesitan juntarse aleatoriamente para formar una disposición cuadrículada, la cual comienza a dar origen al núcleo del copo de nieve (figura 2.3).

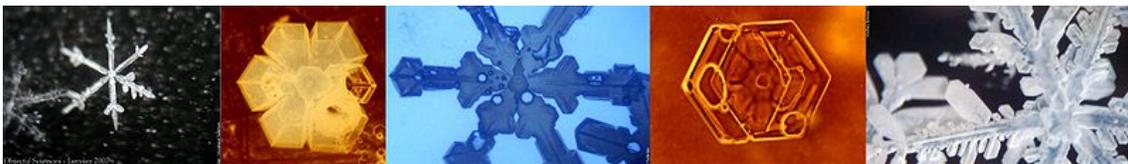


Figura 2.3: Distintas formas de copos de nieve vistas al microscopio de barrido electrónico. En todas ellas se observa una configuración nuclear. Fuente: Mathey y Valérian Mazataud, 2007

Una vez que estas gotas microscópicas (*droplets*) se han congelado, ellas se desarrollan en un ambiente “supersaturado”: el aire está saturado con respecto al agua líquida, y el agua está saturada con respecto al hielo cuando la temperatura está por debajo del punto de congelación.

Los cristales de hielo son una fuente eficiente de precipitación, ya que caen a través de la atmósfera debido a su masa, colisionando y uniéndose entre sí para formar finalmente un copo de nieve

(Klesius, 2007). Los detalles exactos de cómo los cristales de hielo se funden entre sí aún se desconocen, pero se sospecha que se puede deber a una unión mecánica de manera sincronizada (sinterización) correspondiente al proceso de calentar un material justo por debajo de su punto de fusión para formar una masa sólida, o también debido la existencia de atracción electrostática entre ellos.

Los cristales de hielo formados en las condiciones óptimas suelen ser delgados y planos. Estos cristales adoptan una simple forma hexagonal, y si la “supersaturación” es suficientemente alta se desarrollan ramas y dendritas en 6 brazos idénticos. Tal como se muestra en la figura 2.4, esta estructura hexagonal originará un copo de nieve de 6 pliegues simétricos.

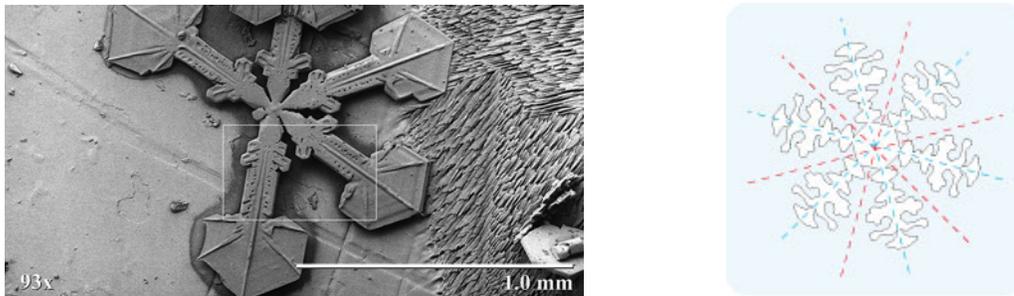


Figura 2.4: A la izquierda magnificación de un cristal de nieve, a la derecha simetría idealizada de un copo de nieve. Fuente: Klesius, 2007.

La forma del copo de nieve está mayormente determinado por la temperatura y humedad a la cual fue formado (Klesius, 2007), por lo que desde luego existe una variedad de formas y tamaños. Existe una creencia generalizada de que no hay copos de nieve iguales. Estrictamente hablando, es extremadamente improbable que dos objetos macroscópicos cualesquiera en el universo contengan una estructura molecular idéntica; no obstante no existen leyes científicas que puedan impedirlo. En un sentido más pragmático, sí existe una mayor probabilidad de que dos copos de nieve sean virtualmente idénticos si sus ambientes fueron lo suficientemente similares, ya sea porque crecieron muy cerca entre ellos, o simplemente por casualidad.

2.2.2. Acumulación

La nieve se mantiene en el suelo hasta que se derrita, se sublima o se evapora. En climas muy fríos, esto puede resultar en que la nieve permanezca sobre una superficie durante la totalidad de la época invernal; si se dan las condiciones necesarias de temperatura y radiación incidente, tal acumulación puede permanecer durante todo el año, dando así origen a los glaciares.

Tal como se dijo anteriormente, el equivalente en agua (SWE) es una variable de estado de caracterización de la nieve. En términos prácticos, el SWE corresponde a la profundidad del pelo de agua que tiene la misma masa y área superficial que el sector de nieve en estudio; por ejemplo, si la cobertura nival de una cierta área tiene un SWE de 50 cm., entonces el derretimiento generará una poza de 50 cm. de profundidad que cubrirá la misma área que la nieve cubría. Esta medida es de mucha mayor utilidad para los hidrólogos que la profundidad del estrato, debido a que la densidad de la nieve varía en el tiempo y en el espacio.

La nieve que recién ha caído tiene una densidad que varía entre el 5% y el 15% de la densidad del agua (Klesius, 2007), mientras que para finales del período de acumulación (Agosto) la densidad de la nieve acumulada puede sobrepasar los 500 Kg/m³. Con respecto a la distribución espacial, la nieve que cae en zonas cercanas a la costa son usualmente más densas que la nieve que cae al interior del continente, esto debido a diferencias de humedad entre las nubes oceánicas y las continentales. Una vez que la nieve ha llegado al suelo comenzará a compactarse debido a su propio peso y a otras causas, para luego alcanzar una densidad aproximada del 30% de la densidad del agua. Los aumentos de densidad por sobre los causados por el peso propio, tienen su origen principalmente en el ciclo diario de derretimiento y recongelamiento debido a la radiación solar incidente durante del día y las bajas temperaturas durante la noche.

La acumulación en sí se puede separar en dos partes: la primera corresponde al hecho físico de la ocurrencia de la nevada (tabla 2.1) y la segunda corresponde a los procesos metamórficos de la nieve una vez que se ha asentado en la superficie (tabla 2.2). Debido a los diferentes parámetros que afectan en las características de la generación de la nieve y su distribución espacial, existe una serie de tipos, tanto como de precipitación nival y de acumulación superficie; en donde las variables que gobiernan la clasificación según su tipo son el viento y la temperatura.

| Tipo de nevada | Término Inglés | Características | Imagen referencial |
|-------------------------------------|-------------------------|---|---|
| Aguanieve | <i>Sleet</i> | La caída de aguanieve ocurre cuando los copos de nieve pasan por una capa de aire cálido lo que los hace derretir parcial o totalmente. | |
| Agujas | <i>Needles</i> | Un tipo de copo de nieve que tiene forma acicular, es decir su longitud es mucho mayor que su diámetro. |  |
| Columnas | <i>Columns</i> | Un tipo de copo de nieve que tiene forma de una columna de 6 lados. |  |
| Dendritas | <i>Dendrites</i> | Un tipo de copo de nieve que tiene 6 puntas, dándole forma de una estrella. |  |
| Nevadas con influencia lacustre | <i>Lake-effect snow</i> | Se producen cuando vientos fríos que se mueven a lo largo de grandes cuerpos de agua recogen el vapor de agua presente en sus cercanías, para luego condensarse y producir importantes nevadas en las orillas de los lagos. | |
| Nevasca | <i>Blizzard</i> | Tormenta de nieve y hielo producida en la alta montaña o altas latitudes, generalmente viene acompañada de fuertes vientos. | |
| Nieve escarchada, cellisca | <i>Rimed snow</i> | Copos de nieve que están parcial o completamente cubiertos de pequeñas gotas de agua congeladas, dando la apariencia de estar escarchados. |  |
| Pellets granulares de nieve | <i>Graupel</i> | Precipitación que se forma cuando la niebla se condensa a baja temperatura generando un copo de nieve escarchado. |  |
| Ráfaga, Nevisca, Chubascos de nieve | <i>Flurry</i> | Nieve ligera con poca acumulación, sin embargo se presentan cortos períodos de gran intensidad. | |
| Tormenta | <i>Snowstorm</i> | Precipitación de nieve pronosticada, de gran intensidad y duración. | |
| Tormenta repentina | <i>Snowsquall</i> | Precipitación de nieve repentina y de gran intensidad, acompañada de fuertes vientos cambiantes e impredecibles. | |
| Viento blanco | <i>Ground blizzard</i> | Se refiere a la condición meteorológica de cuando fuertes vientos levantan nieve suelta en superficie generando una reducción de visibilidad y transporte de la nieve y erosión del manto nival. | |

Tabla 2.1: Tipos de nevadas. Fuente: Mason, 1971; Nakaya, 1954; Magono, 1966.

| Tipo de nieve acumulada en superficie | Término Inglés | Características |
|---------------------------------------|----------------------|---|
| Cornisa | <i>Cornise</i> | Es una formación de nieve que ha sido transportada por el viento que cuelga de una cornisa o roca. |
| Costras | <i>Crusts</i> | Estrato de nieve endurecida por sobre de un manto de nieve polvo. Dependiendo de su espesor las costras pueden resistir el paso de una persona. |
| Escarchas | <i>Depth hoar</i> | Estrato muy débil que se forma en la base manto debido al congelamiento del vapor de agua que asciende desde el terreno. |
| Firn | <i>Firn</i> | Nieve granular que ha estado en la superficie por al menos una temporada, pero que aún no se ha consolidado lo suficiente para ser considerada como hielo glaciar. |
| Grano | <i>Corn</i> | Nieve granular áspera, es característica de la primavera. |
| Hielo | <i>Ice</i> | Nieve congelada altamente comprimida que no contiene burbujas de aire. Su formación depende de las condiciones de temperatura y peso del estrato de nieve. |
| Moldeable | <i>Packing snow</i> | Nieve que está cercana al punto de derretimiento, a tal grado que permite que sea fácilmente moldeable. Es la preferible para hacer figuras y bolas de nieve. |
| Nieve aguada | <i>Slush</i> | Es una mezcla del tipo lechada entre agua y nieve. Generalmente arrastra sedimentos, por lo que su color es café. |
| Penitentes | <i>Penitentes</i> | Formación de nieve encontrada a altas altitudes. Corresponden a pilotes de hielo de casi 2 m de altura, generalmente orientados hacia el norte (por efectos del sol) y espaciados 30 cm. entre sí. |
| Polvo | <i>Powder</i> | Nieve fresca recién caída y no compactada. |
| Polvo consolidado | <i>Packed powder</i> | Es la nieve más común: consiste en nieve polvo que ha estado en el suelo lo suficiente como para comprimirse pero sigue suelta. |
| Ventisca acumulada | <i>Snowdrifts</i> | Montones de nieve que se acumulan en las cercanías de paredes, soleras o laderas de cerros. Esto se debe a que el viento arrastra la nieve, la cual tiende a subir por el efecto aerodinámico del obstáculo (figura 2.5). |

Tabla 2.2: Tipos de nieve en el terreno. Fuente: Mason, 1971; Nakaya, 1954; Magono, 1966.

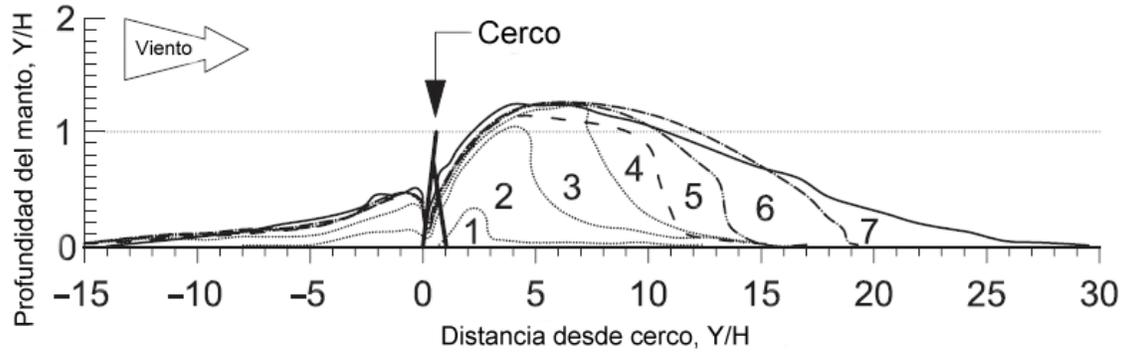


Figura 2.5: Ejemplo de un montón de ventisca acumulada (snowdrift). Modificado: DeWalle y Rango (2008)

2.2.3. Balance de energía y generación de escorrentía

En la figura 2.6 se esquematiza el intercambio de energía entre el manto nival y el ambiente que lo rodea, y éste a la postre determina la tasa a la cual el manto comienza su disminución en área y espesor, debido a los distintos procesos de intercambios energéticos. Aquellos intercambios de energía ocurren principalmente en la superficie del manto, a través de la interacción de la radiación de onda corta, radiación de onda larga, y la transferencia convectiva o turbulenta de calor latente a causa del intercambio de vapor y calor sensible debido las diferencias de temperatura entre el aire y la nieve. (DeWalle y Rango, 2008).

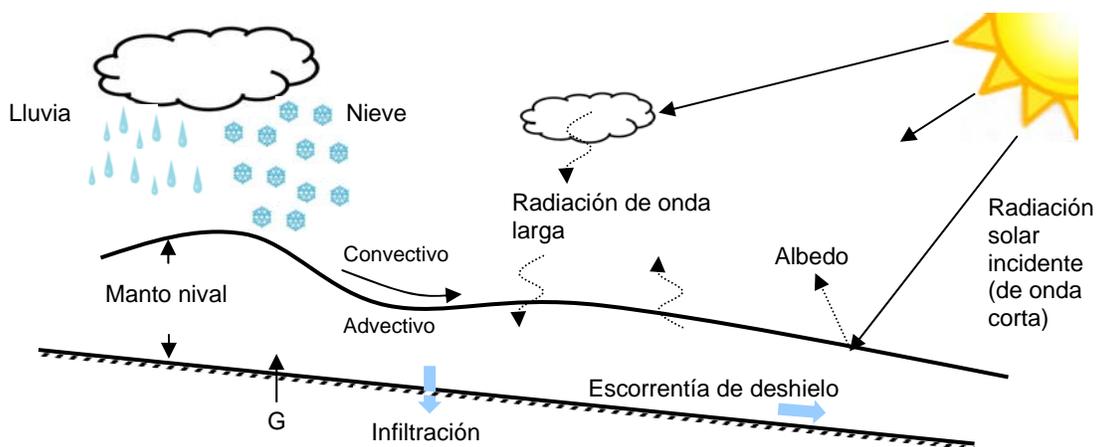


Figura 2.6: Esquema básico del balance de energía.

Pequeñas cantidades de energía pueden ser también agregadas al balance energético: (i) precipitaciones líquidas que caen sobre el manto, que tienen una temperatura mayor a la nieve, y (ii) la conducción térmica desde la superficie del suelo hacia la base del manto (G).

Cambios en la temperatura del estrato de nieve y su contenido de agua también constituyen una forma de intercambio interno de energía. La escorrentía de deshielo usualmente representa la mayor forma de disipación del exceso de energía cuando el manto se envejece y se vuelve isotérmico a 0°C.

Como se indica en la ecuación 2.1, el balance final de energía sobre el manto puede ser escrito como la suma algebraica de pérdidas y ganancias de energía (DeWalle y Rango, 2008).

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_m \quad (2.1)$$

En dónde:

- Q_i : Calor latente y sensible almacenado en el manto (\pm)
- Q_{ns} : Radiación neta incidente de onda corta (>0)
- Q_{nl} : Radiación neta incidente de onda larga (\pm)
- Q_h : Intercambio convectivo de calor sensible del manto con la atmósfera (\pm)
- Q_e : Intercambio convectivo de calor latente de vaporización y sublimación del manto con la atmósfera (\pm)
- Q_r : Calor sensible y latente de la precipitación en forma de lluvia (>0)
- Q_g : Conducción térmica desde el suelo hacia la base del manto (\pm)
- Q_m : Pérdida de calor latente de fusión debido a la escorrentía de deshielo que abandona el manto (<0)

Cada uno de estos flujos de calor generalmente es expresado en función de una densidad de flujo energético, es decir como intercambio energético por unidad de superficie por unidad de tiempo. Todos los términos a excepción de Q_{ns} , Q_r y Q_m , pueden representar ganancias o pérdidas de energía en el manto; todo dependerá del intervalo de tiempo involucrado.

Cabe destacar que a pesar de que los procesos de intercambio energético en el manto son teóricamente bien entendidos, la determinación de variables importantes tales como la escorrentía de derretimiento, la infiltración y la sublimación son de muy difícil cuantificación debido a la falta de información meteorológica y caracterización nival en terreno. Es por esto que se realizan aproximaciones asentados en modelos de base física, los cuales son capaces de entregar una acertada respuesta a tales incógnitas.

Entender la generación de una escorrentía proveniente del derretimiento nival involucra la integración de los diferentes procesos que intervienen en la generación de agua en el interior del estrato; procesos que retrasan y almacenan agua líquida dentro del manto y procesos que conducen el flujo de escorrentía de deshielo a través de los diferentes canales secundarios hacia un río o estero principal.

El balance hídrico que se explica en ecuación 2.2 se encuentra enlazado al balance energético de ecuación 2.1 a través de los términos de flujo afluente (O); evaporación/sublimación (E) y precipitación (P), los cuales son fundamentales para comprender y modelar la generación de escorrentía de deshielo.

$$\Delta SWE = P \pm E - O \quad (2.2)$$

En donde:

ΔSWE : Variación del equivalente en agua entre los tiempos t_2 y t_1 .

P : Precipitación neta en forma de lluvia o nieve. P : *Precipitation*

E : Intercambio neto de vapor entre el manto y el aire debido a sublimación, evaporación y condensación. E : *Exchange*

O : Agua líquida efluente desde la base del estrato. O : *Outflow water*

El agua líquida efluente (O) corresponde a la representación de 3 diferentes transformaciones dentro del estrato: (i) la escorrentía de derretimiento, (ii) de lluvia y (iii) de los cambios internos en la capacidad de retención del manto debido a los procesos metamórficos a los cuales se encuentra sometido. Se entiende entonces, que durante los períodos de no lluvia prácticamente toda el agua efluente corresponde a escorrentía de derretimiento, cuyas tasas pueden alcanzar valores de 20 mm/día como promedio llegando a valores máximos de 80 mm/día (DeWalle y Rango, 2008).

Finalmente, se debe destacar que la escorrentía generada en la superficie del manto nival puede recongelarse al interior de la primera capa de nieve más nueva o ser temporalmente almacenada dentro del manto en la forma de agua líquida. Por este motivo, el registro temporal de la generación de escorrentía de derretimiento nival puede verse considerablemente afectada por los coeficientes de transmisión y almacenamiento que el manto pueda tener.

2.2.4. Modelación distribuida

En la gran mayoría de los ríos en cuencas cordilleranas de la zona central de Chile, la escorrentía superficial asociada es predominantemente la respuesta hidrológica al fenómeno de derretimiento nival relacionado con la interacción suelo-nieve-atmósfera del sistema. De este modo, a diferencia de los modelos agregados, las modelaciones distribuidas persiguen la simulación completa del fenómeno, lo que significa analizar en profundidad la distribución espacial de los parámetros característicos de la nieve. Estas magnitudes proporcionan información esencial para entregar una respuesta a la reconstrucción espacial y temporal del equivalente en agua de la nieve. La necesidad de aplicar una modelación distribuida surge ante la gran variabilidad que el manto nival, y sus parámetros característicos presenta ante las diferencias, entre otras, topográficas del terreno.

La modelación distribuida a la que se hace referencia se ve dificultada por la complejidad y dinamismo que caracteriza a la escorrentía superficial de derretimiento, dado que necesita de una inmensa cantidad de datos que sólo pueden ser procesados eficientemente a través de computadores dotados con memoria de gran capacidad y métodos para el tratamiento de la información. A pesar de lo anterior, las simulaciones hidrológicas todavía cuentan con serias limitaciones operativas, especialmente en lo que se refiere al tamaño de los datos, siendo inevitable realizar una simplificación de la realidad mediante la selección de variables que de manera más significativa participan en el sistema. Estos inconvenientes de índole técnica no menoscaban la utilidad de los modelos ya que, empleando sistemas de información capaces de generar funciones específicas para el análisis hidrológico, se ha conseguido mejorar la calidad de sus resultados al dotarlos con información relativa a su localización espacial, como el caso de los Sistemas de Información Geográfica (SIG).

2.3. PERCEPCIÓN REMOTA

La percepción remota se entiende como la adquisición de información, ya sea a pequeña o gran escala, de un objeto o fenómeno a través del uso de dispositivos montados en medios que no estén físicamente en contacto con el elemento en estudio; tales como aeronaves, naves espaciales, satélites, boyas o embarcaciones. En la práctica, la percepción remota o teledetección se refiere a la adquisición de información a través de sensores remotos de un objeto o elemento dado en una cierta área de estudio. Observación de las diferentes características físicas de la tierra, plataformas de información meteorológica satelital, boyas de registro del comportamiento oceánico y atmosférico e incluso el monitoreo de un bebé por medio del uso de imágenes de ultrasonido son aplicaciones directas del concepto de percepción remota.

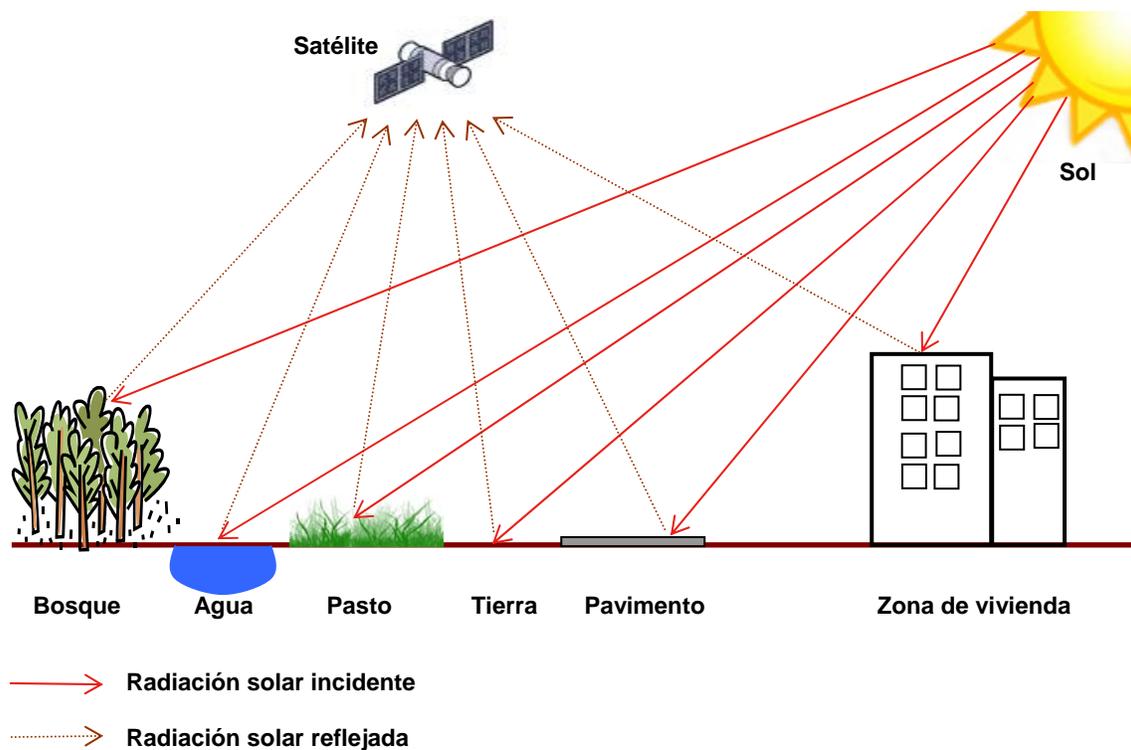


Figura 2.7: Esquema de un sensor remoto pasivo satelital capaz de diferenciar distintos elementos según su espectro de onda.

Existen dos tipos de percepción remota: aquella que es pasiva y otra que es activa. La percepción remota pasiva se refiere a que sensores pasivos detectan la radiación natural que es emitida o

reflejada por el objeto o área de estudio (figura 2.7). La luz solar reflejada es la fuente más común de radiación detectada por estos sensores pasivos. Ejemplos de sensores remotos pasivos incluyen a la fotografía, sensores infra rojos, dispositivos de cargas eléctricas interconectadas² y radiómetros. Por otra parte, los sensores de percepción remota activos son aquellos que emiten continuamente energía, a fin de escanear objetos y áreas sobre los cuales un sensor pasivo detectará y cuantificará la radiación que es reflejada, refractada y absorbida. Un radar aeronáutico corresponde a una aplicación directa de un sensor remoto activo: se cuantifica la diferencia de tiempo entre la onda emisora y la que retorna; determinando así la posición, altitud y velocidad de una aeronave.

La percepción remota presenta una gran ventaja comparada con otros métodos de análisis. Al ser una observación a distancia, permite recoger información en zonas peligrosas o inaccesibles, además de asegurar que la recolección de información en los distintos objetos en estudio no afectará sus características principales al no estar en contacto físico directo con el sensor.

Finalmente, las diferentes plataformas orbitales recolectan y transmiten datos desde diferentes sectores del espectro electromagnético con periodicidades que van desde el nivel diario hasta el nivel anual, los cuales en conjunto con información de terreno, proveen a los investigadores suficiente información para monitorear tendencias naturales a nivel regional de corta o larga duración (por ejemplo, efectos del Fenómeno del Niño). Otros usos de la percepción remota incluyen diferentes áreas de ciencias de la tierra tales como la gestión de recursos naturales, uso y conservación del tipo de suelo, e incluso monitoreo de fronteras.

2.3.1. Percepción remota del manto nival

Puesto que las propiedades físicas de la nieve son tan diferentes comparadas con otras superficies que se originan de manera natural, se ha abierto la posibilidad de explorar ampliamente las diferentes partes del espectro electromagnético (figura 2.8), con el objetivo de realizar estudios más acabados del recurso nival.

Es así como, se han realizado investigaciones en donde la porción visible del espectro electromagnético (que va desde una longitud de onda desde 0,4 a 0,7 μm) es usada para cuantificar la distribución espacial de la cobertura nival de una cierta cuenca debido a la diferencia en la reflectancia de la onda entre las zonas que sí se encuentran cubiertas con nieve y otras que no. La

² *charge-coupled device, CCD*

zona del infrarrojo cercano (0.7-1.1 μm) puede también ser usada para establecer la distribución espacial nival y para la detección de agua superficial sobre el manto, esto debido a la sensibilidad a las moléculas de agua que tiene esta parte del espectro electromagnético. Lo anterior cobra importancia al entender que la capacidad de detectar la variabilidad temporal y espacial de la temperatura superficial del manto puede estar directamente relacionada con la presencia de agua sobre él. (DeWalle y Rango, 2008).

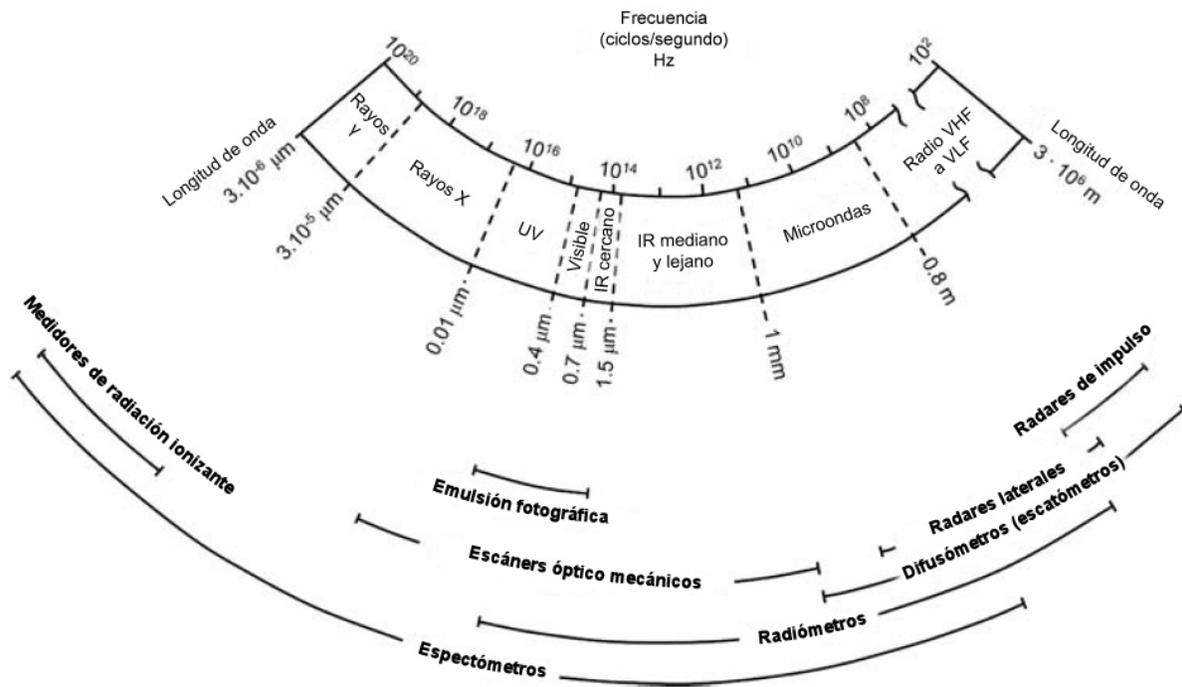


Figura 2.8: Espectro electromagnético y la instrumentación asociada a intervalos electromagnéticos específicos. Modificado: DeWalle y Rango, 2008.

Por otra parte, aunque se encuentren en porciones dispares del espectro electromagnético, las bandas de radiación gamma ($3 \cdot 10^{-6}$ - $3 \cdot 10^{-5}$ μm) y microondas (1mm-1m) pueden ser utilizadas de manera similar para detectar el equivalente en agua del manto usando la atenuación de la radiación relevante del mismo. (DeWalle y Rango, 2008).

Como es posible de intuir, la percepción remota ofrece una serie de respuestas a las distintas posibles observaciones sobre el manto. Luego, para mantener un orden de investigación adecuado, se propone que para la aplicación de las técnicas de percepción remota se cumplan las etapas o procesos descritos en la tabla 2.3.

| Etapa | Descripción |
|-------|--|
| 1 | Distinguir una necesidad de información acerca de un objeto o fenómeno. |
| 2 | Seleccionar el o los sensores remotos más adecuados, en términos de su resolución espacial, periodicidad de observación y banda espectral. |
| 3 | Procesar la información obtenida a través de los sensores remotos. |
| 4 | Analizar e interpretar la información ya procesada. |
| 5 | Validar la información mediante comprobaciones en terreno o en base a trabajos anteriores. |
| 6 | Evaluar resultados. |

Tabla 2.3: Etapas para aplicación de técnicas de percepción remota. (Muñoz, 1986)

La primera etapa determinará el tipo de sensor y por ende la fuente de información a utilizar; de las siguientes, la segunda y la tercera corresponden a las más importantes debido que sentarán la metodología de percepción remota.

Si el fenómeno u objeto a estudiar presenta variabilidad en el tiempo, entonces será necesario seleccionar aquellos sensores de alta o mediana periodicidad, es decir de 1 a 30 días, para tener un registro continuo en el tiempo; si el sensor seleccionado no se encuentra disponible para ese rango de resolución temporal se tendrá que evaluar el empleo de diferentes sensores para su uso conjunto. Por otra parte, la magnitud espacial del objeto a utilizar definirá la escala mínima a la que puede ser detectado en la imagen y por lo tanto explicará la resolución espacial susceptible de utilizar. (Cartes, 2009).

2.3.2. Principios de espectroscopía

Originalmente la espectroscopía correspondía al estudio de la interacción entre la radiación y la materia en función de su longitud de onda (λ). De hecho, históricamente, el concepto de espectroscopía fue referido al uso de luz visible dispersada según su longitud de onda, por ejemplo en un prisma. Actualmente el concepto se ha expandido enormemente para llegar a abarcar cualquier cuantificación de alguna medida en función ya sea de la longitud de onda o la frecuencia (f). El gráfico que muestra tal relación se llama espectro o respuesta espectral de un elemento dado, y se muestra en la figura 2.9

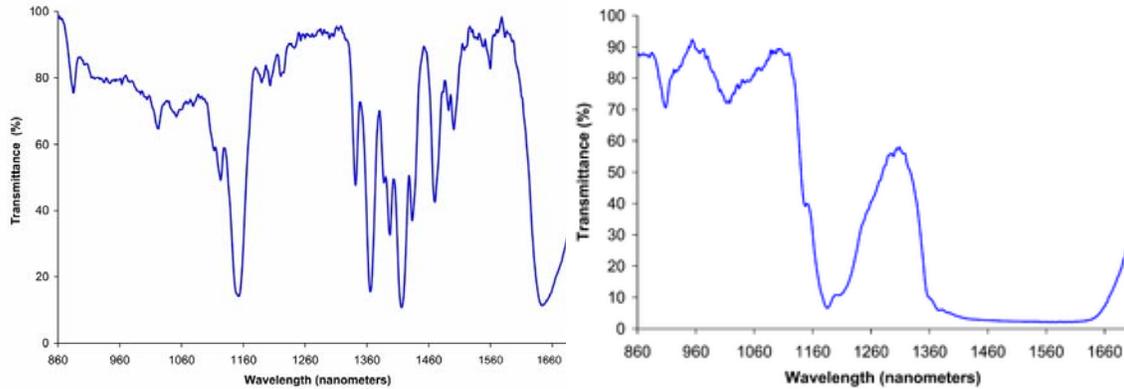


Figura 2.9: Respuesta espectral cercana al infrarrojo (NIR) de dos diferentes elementos. A la izquierda el cloruro de metileno y a la derecha el etanol.

En la figura 2.9 se observa que cada elemento tiene una respuesta espectral diferente. Esto es de gran importancia, dado que los sensores remotos pasivos fundan la diferenciación de elementos en base a comparación de espectros almacenados en una base de datos. La técnica espectroscópica usada para obtener respuestas espectrales de distintos elementos u objetos corresponde a la *espectrometría*; la cual es realizada a través de espectrómetros o espectrógrafos.

Existe una gama de espectroscopías disponibles: electromagnética, visible, electrón, de masa, acústica, cercana al infrarrojo, etc.; cuál usar dependerá de las propiedades físicas o estructurales del elemento que se desea estudiar. En el caso particular de la nieve, el albedo o radiación de onda corta que emite un cuerpo, corresponde al parámetro más importante desde el punto de vista cualitativo, y para su medición se recomienda emplear la respuesta espectral cercana al infrarrojo (NIR) y la visible (VIS) (DeWalle y Rango, 2008).

La espectroscopía cercana al infrarrojo corresponde a la medida de la longitud de onda e intensidad de absorción sobre un elemento u objeto de un haz de luz que se encuentra cercano a la porción infrarroja del espectro electromagnético, abarcando longitudes de onda que van desde los 0,7 μm a los 1,5 μm . La espectroscopía del espectro visible es análoga, pero se sitúa en otra porción del espectro electromagnético: abarca longitudes de onda desde 0,4 μm a 0,7 μm (fig. 2.9).

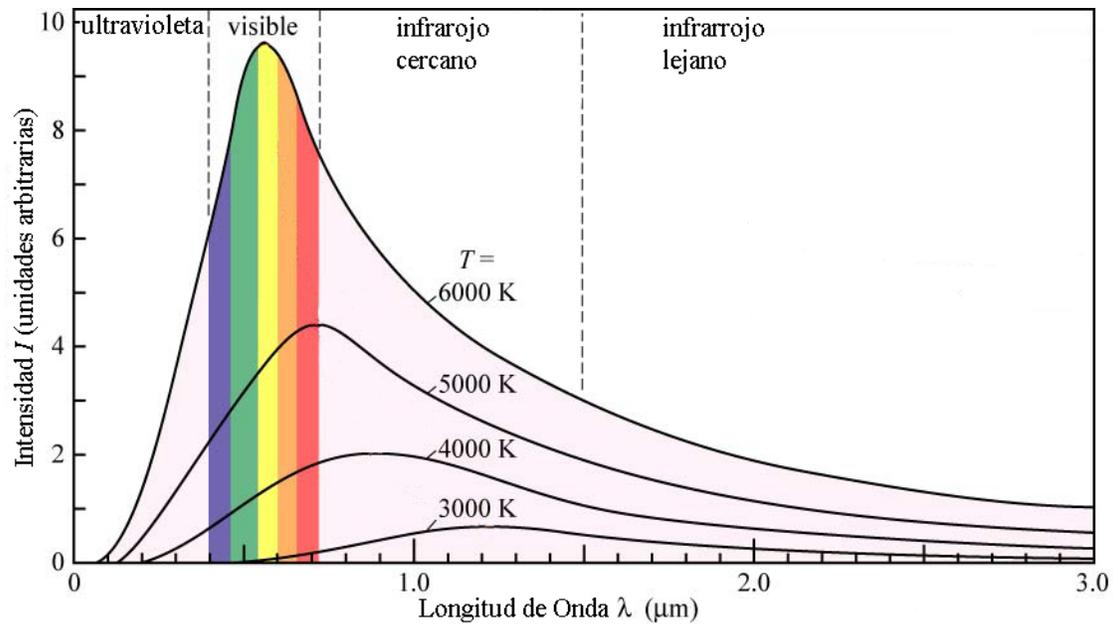


Figura 2.10: Distribución del espectro electromagnético en función de la longitud de onda para distintas temperaturas. Modificado: E. F. Schubert. (www.lightemittingdiodes.org).

Ambas porciones del espectro electromagnético han resultado ser muy útiles para el monitoreo de la acumulación nival, y más importante aún, para el comportamiento del manto en la época de estiaje y la correspondiente distribución espacial de la nieve. Esta reducción de área o agotamiento del manto es de gran importancia, sobretodo para la evaluación y monitoreo de los pronósticos de escorrentía de deshielo.

Finalmente, cabe destacar que el uso de estos dos tipos de espectroscopía en el análisis del manto nival entrega una serie de ventajas. Primero, la información que se puede obtener es relativamente fácil de interpretar y además favorece la realización de distinciones entre zonas cubiertas y no cubiertas con nieve. Por otra parte, existe una amplia resolución espacial de la información disponible en forma de imágenes satelitales; tales resoluciones van desde 0,61 m (QuickBird) hasta los 8 Km. (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA). Lo anterior permite la aplicación de modelos/metodologías en pequeños cuerpos de agua o en cuencas de extensiones continentales. Además, debido a que esta información ha progresado en muchos casos a un nivel operacional, existe una amplia disponibilidad de datos a través de Internet los cuales son de libre acceso y descarga.

2.3.3. Imágenes Satelitales MODIS

MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) corresponde a un espectro radiómetro montado a bordo de los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM), los que fueron lanzados al espacio por NASA³ en 1999 y 2002 respectivamente. Estos instrumentos están diseñados para proporcionar mediciones globales a larga escala de transformaciones dinámicas terrestres, incluyendo pero no limitado al comportamiento de nubes, cobertura nival, procesos de intercambio de energía en los océanos, etc. La órbita del satélite Terra está ajustada de tal manera que recorre desde el hemisferio norte hasta el hemisferio sur pasando por el ecuador en la mañana, mientras que el satélite Aqua lo hace de sur a norte en las tardes. MODIS Terra y MODIS Aqua son capaces de observar la totalidad de la superficie terrestre cada 1 o 2 días, obteniendo información en 36 bandas espectrales que van desde longitudes de onda de 0,4 μm a 14,4 μm , además también poseen una variada resolución espacial que incluye 2 bandas a 250 m, 5 bandas a 500 m y 29 bandas a 1 km. En las tablas 2.4 y 2.5 se describen cada una de las 36 bandas espectrales.

| Banda | Longitud de onda [nm] | Resolución espacial [m] | Principales usos |
|-------|-----------------------|-------------------------|---|
| 1 | 620-670 | 250 | Diferenciación entre suelo, nubes y otros elementos atmosféricos |
| 2 | 841-876 | 250 | |
| 3 | 459-479 | 500 | Propiedades del suelo, nubes y otros elementos atmosféricos |
| 4 | 545-565 | 500 | |
| 5 | 1230-1250 | 500 | |
| 6 | 1628-1652 | 500 | |
| 7 | 2105-2155 | 500 | |
| 8 | 405-420 | 1000 | Color del océano, distribución del fitoplancton y estudios biogeoquímicos |
| 9 | 438-448 | 1000 | |
| 10 | 483-493 | 1000 | |
| 11 | 526-536 | 1000 | |
| 12 | 546-556 | 1000 | |
| 13 | 662-672 | 1000 | |
| 14 | 673-683 | 1000 | |
| 15 | 743-753 | 1000 | |
| 16 | 862-877 | 1000 | |
| 17 | 890-920 | 1000 | Cuantificación vapor de agua en la atmósfera |
| 18 | 931-941 | 1000 | |
| 19 | 915-965 | 1000 | |

Tabla 2.4: Rango espectral MODIS, bandas 1-19.

³ Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de los Estados Unidos, del inglés *National Aeronautics and Space Administration*.

| Banda | Longitud de onda [μm] | Resolución espacial [m] | Principales usos |
|-------|------------------------------------|-------------------------|---|
| 20 | 3660-3840 | 1000 | Determinación temperatura de nubes y superficie terrestre |
| 21 | 3929-3989 | 1000 | |
| 22 | 3929-3989 | 1000 | |
| 23 | 4020-4080 | 1000 | |
| 24 | 4433-4498 | 1000 | Temperatura atmosférica |
| 25 | 4482-4549 | 1000 | |
| 26 | 1360-1390 | 1000 | Cantidad de vapor de agua en nubes del tipo cirros |
| 27 | 6535-6895 | 1000 | |
| 28 | 7175-7475 | 1000 | |
| 29 | 8400-8700 | 1000 | Propiedades de nubes |
| 30 | 9580-9880 | 1000 | Cuantificación ozono |
| 31 | 10780-11280 | 1000 | Determinación temperatura de nubes y superficie terrestre |
| 32 | 11770-12270 | 1000 | |
| 33 | 13185-13485 | 1000 | Determinación altitud techo de nubes |
| 34 | 13485-13785 | 1000 | |
| 35 | 13785-14085 | 1000 | |
| 36 | 14085-14385 | 1000 | |

Tabla 2.5: Rango espectral MODIS, bandas 20-36.

Existe una serie de productos derivados de las observaciones hechas por MODIS que describen propiedades del suelo, océanos, y atmósfera que son utilizados para estudios específicos a niveles locales. A modo general existen 4 grupos de productos MODIS administrados por distintas entidades del gobierno estadounidense bajo la supervisión de NASA: (i) productos de la atmósfera distribuidos por *Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System (LAADS)*, (ii) productos de la tierra distribuidos por *Land Processes Distributed Active Archive Center (LPDAAC)*, (iii) productos de la criosfera distribuidos por *National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center (NSIDC DAAC)*, y finalmente (iv) productos relacionados con la temperatura y color de los océanos distribuidos por *OceanColor*.

Las agencias distribuidoras de los diferentes productos son las encargadas de poner a disposición de cualquier usuario galerías de imágenes satelitales para su descarga y análisis, además de entregar los algoritmos teóricos que se efectuaron para la elaboración de cada una de ellas. Por otra parte, las diferentes agencias entregan soporte técnico en inglés a través de correo electrónico lo que permite un adecuado entendimiento de los procesos y la correcta descarga de las imágenes en función de la información que es requerida. En la figura 2.11 se esquematiza la distribución de los productos MODIS a través de sus 4 principales agencias.

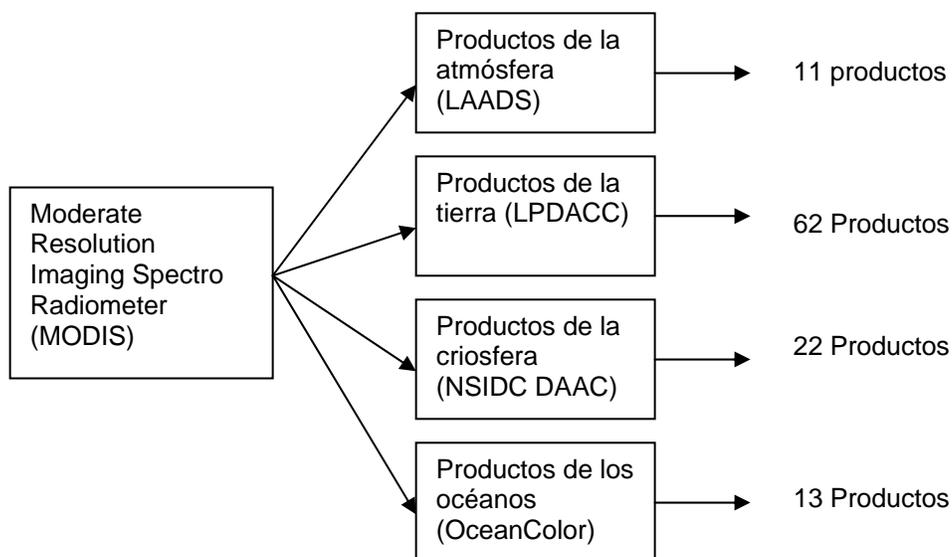


Figura 2.11: Productos MODIS y sus agencias distribuidoras.

En el presente trabajo se utilizaron 3 productos satelitales: (i) *MOD10A1: Modis Snow Cover Daily L3 Global 500 m SIN Grid V005* el cual es proporcionado por NSDIC DAAC, (ii) *MOD11A1: Land Surface Temperature/Emissivity daily L3 Global 1 Km. SIN Grid V005* proporcionado por LPDACC y (iii) *MOD06_L2: Modis/Terra Clouds 5 min Swath 1 km and 5 km* administrado por LAADS. Sus características se encuentran descritas en la tabla 2.6

| Código | MOD10A1 | MOD06L2 | MOD11A1 |
|-------------------------|--|--|---|
| Satélite | Terra/Aqua | Terra | Terra/Aqua |
| Bandas | 4: (i) cobertura nival, (ii) distribución espacial de la nieve, (iii) aedo de la nieve, y (iv) cobertura nival acumulada | 53, entre las que se destacan: (xiv) temperatura del techo de la nube, (xx) fracción nubosa del día. | 12: (i) temperatura de la superficie durante el día, (ii) banda control de calidad (día), (iii) hora de observación de la temperatura (día), (iv) cenit solar de la observación (día), (v-ix) mismos parámetros para la noche, (x) emisividad, (xi-xii) otros parámetros de control |
| Resolución espacial | 500 m | 1000 m | 1000 m |
| Resolución temporal | Diaria | Diaria | Diaria |
| Resolución espectral | 459-2155 nm | 366-408 | 459-2155 nm |
| Resolución radiométrica | 12 bits | 12 Bits | 16 bits |
| Proyección | Sinusoidal | Sinusoidal | Sinusoidal |
| Versión | 5 | 2 | 5 |
| Parámetro a extraer | Albedo y cobertura nival | Cobertura de nubes | Temperatura y emisividad nival |

Tabla 2.6: Características imágenes satelitales utilizadas.

De las bandas disponibles en la imagen MOD10A1 solo se utilizaron aquellas relacionadas con la cobertura nival (banda 1) y el albedo de la nieve (banda 3). Cada una de aquellas bandas entrega información codificada en números enteros que van desde el 0 al 255 los que tienen distintos significados representados en la tabla 2.7.

| Banda 1: Cobertura Nival | | Banda 3: Albedo | |
|---------------------------------|-------------------------------|------------------------|-------------------------|
| Valor | Descripción | Valor | Descripción |
| 0-100 | Porcentaje de cobertura nival | 0-100 | Albedo |
| 200 | Sin información | 101 | Sin decisión |
| 201 | Sin decisión | 111 | Noche |
| 211 | Noche | 125 | Tierra |
| 225 | Tierra | 137 | Cuerpo de agua interior |
| 237 | Cuerpo de agua interior | 139 | Océano |
| 239 | Océano | 150 | Nube |
| 250 | Nube | 250 | Sin información |
| 254 | Detector saturado | 251 | Auto sombreado |
| 255 | Valor rellenado | 252 | Desajuste espectral |
| | | 253 | Error de función BRDF |
| | | 254 | Error de máscara |

Tabla 2.7: Información entregada por bandas 1 y 3 de imagen MOD10A1.

Para el caso de las imágenes multiespectrales MOD06L2 la banda considerada fue sólo aquella que determina la cobertura de nubes en décimos. La información que ésta entrega se muestra en la tabla 2.8.

| Banda 20: Cobertura de nubes (día) | |
|---|--------------------|
| Valor | Descripción |
| 0-100 | Cobertura de nubes |
| 255 | Error |

Tabla 2.8: Información entregada por MOD06L2

Finalmente, para el producto MOD11A1 se utilizaron solo las bandas relacionadas con la temperatura superficial del manto de nieve durante el día (banda 1) y su emisividad (banda 10). Sus valores respectivos se presentan en la tabla 2.9.

| Banda 1: Temperatura superficial (día) | | Banda 10: Emisividad | |
|---|-------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Valor | Descripción | Valor | Descripción |
| 150-1310 | Temperatura superficial en °K | 0,5-1 | Emisividad de la superficie |
| 0 | Error/Nube | 0 | Error/Nube |

Tabla 2.9: Información entregada por bandas 1 y 10 de imagen MOD11A1.

Estos 3 productos satelitales son de descarga gratuita a través de los sitios que administran su entrega y soporte.

2.3.4. Validación imágenes satelitales MODIS

El correcto empleo y estudio de cualquier imagen satelital debiese incluir una respectiva validación para así asegurar su confiable uso posterior. La validación corresponde al proceso o estudio que se dirige de manera de verificar la información recolectada por la imagen satelital mediante la comparación con información observada en terreno. Tal validación puede ser realizada, ya sea mediante una inspección visual, o por medio de espectrómetros portátiles que sean capaces de registrar el espectro electromagnético de los distintos elementos en terreno, para luego compararlos con los espectros que se observan en la imagen satelital.

En estricto rigor se debería validar cada uno de los píxeles de la imagen, en la práctica esto se hace imposible debido a la cantidad de imágenes y píxeles que se deberían tratar. Es por esto que se acepta que sólo algunos puntos representativos sean muestreados y comparados con la imagen satelital.

A nivel científico la utilización de las imágenes MODIS comenzó en el año 1995 y desde entonces una serie de estudios han validado su información. Los precursores de la validación y utilización de este tipo de imágenes fueron Dorothy K. Hall y Vince V. Salomonson ambos investigadores estadounidenses que estuvieron abocados a la determinación de la cobertura nival en ciertas cuencas de Estados Unidos y hoy en día están a la cabeza de la agencia administradora de los productos de la criósfera (NSIDC DAAC).

CAPÍTULO III

DETALLES DE LA MODELACIÓN

3.1. INTRODUCCIÓN

El período de estudio corresponde a dos ciclos de derretimiento comprendidos entre 2007 y 2009: 11 septiembre 2007 - 29 febrero 2008, y 10 septiembre 2008 - 28 febrero 2009. El objetivo de la modelación es realizar una reconstrucción del equivalente en agua a escala temporal diaria y a una escala espacial de 500 m. En la figura 3.1 se explica el tratamiento de las variables involucradas y su metodología de modelación.

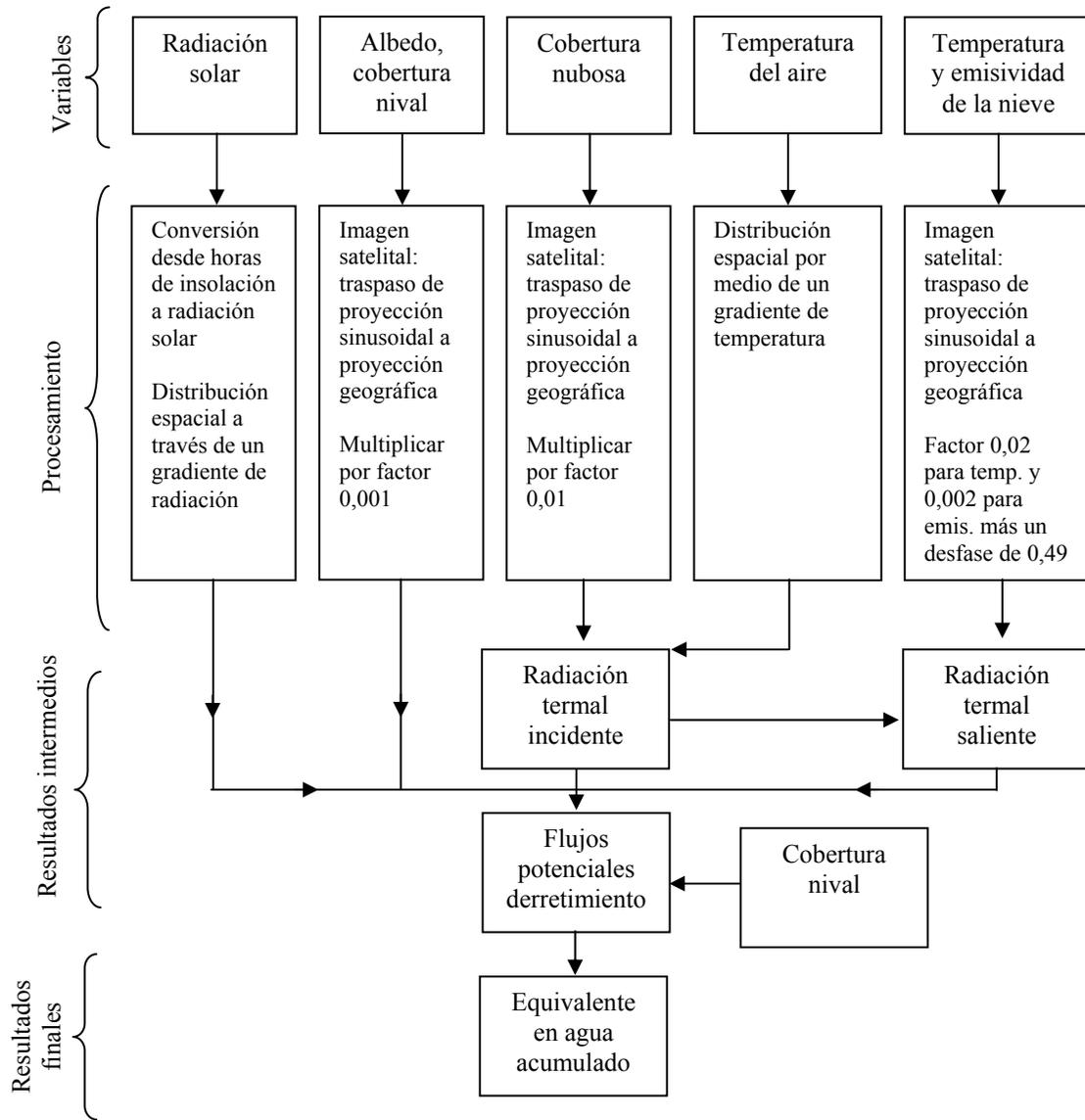


Figura 3.1: Esquema de modelación

La modelación comienza con la descarga de las imágenes satelitales desde las distintas agencias administradoras para ambos ciclos de derretimiento, luego las imágenes se pasan por un procesamiento a través de MATLAB para extraer la variable desde la imagen. Esta extracción de información dependerá de la imagen y su procedimiento se encuentra descrito en el manual de usuario de ellas. En la tabla 3.1 se muestra el procedimiento de extracción de información seguido para cada una de las imágenes satelitales utilizadas.

| Imagen | MOD10A1 | MOD10A1 | MOD06L2 | MOD11A1 | MOD11A1 |
|---|-----------------|--------------|-----------------|---------------------------|--------------|
| Variable | Cobertura nival | Albedo | Cobertura nubes | Temperatura superficial | Emisividad |
| Valores contenidos en la imagen sin procesar* | 0-255 | 0-254 | 0-255 | 7500-65500 | 0-500 |
| Factor de escala | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,002 |
| Desfase (<i>offset</i>) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,49 |
| Valores finales imagen con procesar* | 0-1 (0-100%) | 0-1 (0-100%) | 0-1(0-100%) | 150-1310 °K (-123-1037°C) | 0-1 (0-100%) |

Tabla 3.1: Procesamiento de imágenes satelitales

El cálculo de los valores finales la imagen con procesar viene dado por la ecuación 3.1

$$Valor\ final = Valor\ no\ procesado \bullet factor\ escala + desfase \quad (3.1)$$

Por otra parte, las variables que no se obtuvieron a través de información satelital (temperatura del aire y radiación solar) también son tratadas, ya sea para distribuir las espacial o temporalmente. En conjunto todas las variables servirán como información de entrada para parametrizaciones de radiaciones solares, termales y ajustes de coeficientes de transferencia turbulenta; lo que dará como resultado los flujos potenciales de derretimiento y el consiguiente equivalente en agua para ese píxel en ese día.

El modelo que a continuación se presenta corresponde principalmente a un balance másico entre el equivalente en agua inicial del sistema y los flujos de derretimiento en función del tiempo para cada píxel. La estimación del equivalente en agua inicial se ha realizado en función de un balance

* Rango de valores continuo.

energético de las principales variables involucradas en la dinámica metamórfica del manto nival: albedo, radiación de onda corta, radiación de onda larga y temperatura del aire.

3.2. DETALLES DEL MODELO

Si se toma la consideración de que la precipitación durante la época de ablación/estiaje es pequeña, Molotch y Bales (2006) proponen calcular el equivalente en agua de la nieve de un píxel como:

$$SWE_n = SWE_0 - \sum_{j=1}^n M_j \text{ [cm]} \quad (3.2)$$

En donde M_j corresponde al flujo de derretimiento al tiempo j , SWE_n es el equivalente en agua de cada píxel al tiempo n y SWE_0 representa el equivalente en agua acumulado al inicio del período de derretimiento considerado. Al determinar cualquier dos de estas tres incógnitas el balance másico puede ser cerrado, y por ende cuantificar la tercera incógnita.

La investigación realizada por Molotch y Bales (2006) considera que al día n el equivalente en agua es nulo, de manera que el balance másico para el equivalente en agua inicial queda como:

$$SWE_0 = \sum_{j=1}^n M_{vj} \cdot SCA_j \text{ [cm]} \quad (3.3)$$

SCA_j^4 constituye el porcentaje de cobertura nival en el tiempo j (valores desde 0 a 1) y M_{vj} corresponde a la cuantificación de los flujos potenciales diarios de derretimiento para cada píxel; los cuales se estiman en base a parámetros característicos de la nieve (Brubaker y otros, 1996).

$$M_{vj} = \left(S_{\downarrow j} \cdot (1 - \alpha_j) + L_{\downarrow j} - L_{\uparrow j} \right) \cdot M_q + T_{dj} \cdot a_r \text{ [cm/día]} \quad (3.4)$$

La estimación de tales flujos potenciales de derretimiento en el fondo corresponde a un balance de energía entre el manto nival y la atmósfera cercana y lejana a él. Todas las variables involucradas en su cálculo se encuentran descritas a continuación:

⁴ Del inglés Snow Covered Area.

- $S_{\downarrow j}$: Radiación solar incidente al día j [W/m^2].
- α_j : Albedo superficial de la nieve al día j.
- $L_{\downarrow j}$: Radiación termal incidente al día j [W/m^2].
- $L_{\uparrow j}$: Radiación termal saliente al día j [W/m^2].
- M_q : Constante de conversión de energía a profundidad de agua $0,026 \text{ cm}\cdot\text{m}^2/(\text{W}\cdot\text{día})$.
- T_{dj} : Temperatura media diaria del aire por sobre 0°C al día j [$^\circ\text{C}$].
- a_r : Coeficiente restringido grado día $0,09 \text{ cm}/^\circ\text{C}$.

Un flujo potencial de derretimiento corresponde a la máxima cantidad de agua susceptible para ser derretida. La suma en el tiempo y en el espacio de estos flujos potenciales no necesariamente representa la escorrentía de deshielo, dado que en su determinación no se incluyen, entre otros, los efectos de almacenamiento sobre el manto (ecuación 3.4).

Se habla de reconstrucción dado que se obtiene el equivalente en agua una vez que la nieve ya se ha derretido, es decir corresponde a una estimación *post-factum*.

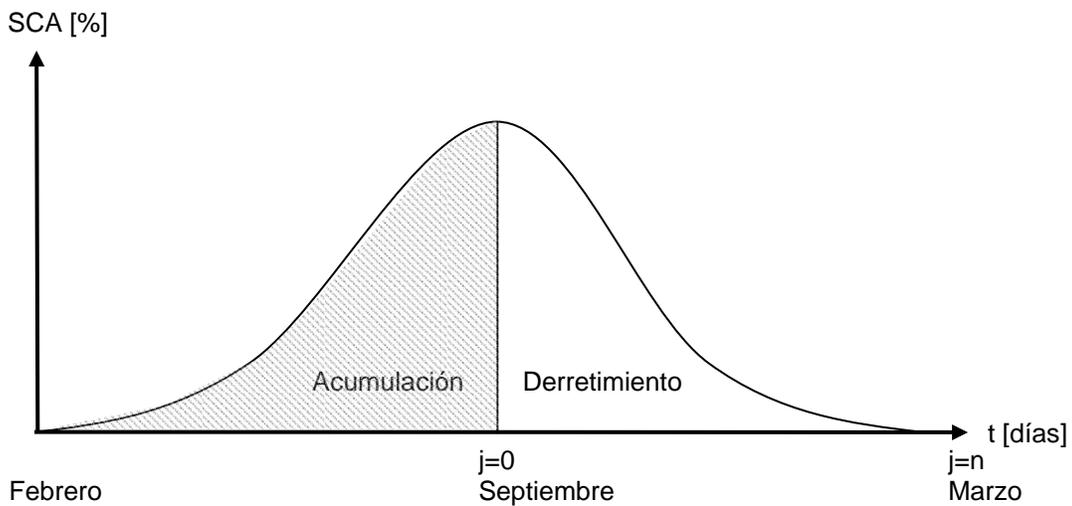


Figura 3.2: Representación etapas acumulación-derretimiento.

La nieve tiene un ciclo natural de acumulación y derretimiento. El periodo de acumulación se encuentra determinado por la primera y última nevada de la temporada, y desde luego el periodo de derretimiento corresponderá al período inverso. A grandes rasgos en la zona central de Chile el

período de derretimiento comienza en Septiembre y termina en Marzo del año siguiente. La importancia de una correcta determinación del período de derretimiento radica en que el modelo no considera la etapa de acumulación (figura 3.2) y entonces cualquier nevada ocurrida durante el período de derretimiento no será cuantificada en el balance másico.

Las variables involucradas en la modelación son 7 y a continuación se detallan las metodologías empleadas para su obtención y distribución tanto espacial como temporal.

3.2.1. Determinación de radiación solar incidente (radiación de onda corta) ($S_{\downarrow j}$)

La determinación de la radiación solar incidente en la cuenca del estero Navarro es de manera indirecta. Se cuentan con datos de horas de insolación en el sector del embalse El Yeso para el período de estudio completo, ubicado a 82 Km. al sur de la base de la cuenca, los cuales fueron traspasados a radiación solar a través de la siguiente expresión.

$$S_{\downarrow j} = \left(0,25 + 0,5 \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_a \quad [W / m^2] \quad (3.5)$$

En donde,

n : Horas de insolación [horas]

N : Duración astronómica media diaria de horas de insolación [horas]

R_a : Radiación solar extraterrestre [W/m^2]

La duración astronómica media diaria de las horas de insolación es un parámetro que depende de la latitud del lugar y de la época del año. La radiación extraterrestre se define como la radiación electromagnética que se origina fuera de la tierra o su atmósfera, especialmente aquella que es generada por el sol. En su cálculo intervienen parámetros como la declinación solar, distancia media tierra-sol, latitud del lugar, día de observación, tiempo solar, etc.

3.2.2. Determinación del albedo (α) y cobertura nival (SCA)

El albedo y el porcentaje de cobertura de nieve vienen determinados por la imagen satelital MOD10A1, a la cual se le debe realizar un pequeño tratamiento a través de software ModisTool que permite transformar de proyección sinusoidal (en la que viene la imagen) a una proyección geográfica con elipsoide de referencia WGS84.

Una vez que la imagen ha sido proyectada geográficamente se realiza un tratamiento en MATLAB en donde se multiplica por 0,01 ambos parámetros para así tenerlos en forma de número y no como porcentaje, que es el formato en el cual los datos vienen en la imagen.

3.2.3. Determinación de radiación termal incidente (radiación de onda larga) (L_{\downarrow})

La radiación termal incidente corresponde al término designado para diferenciar radiaciones usualmente de origen terrestre con longitudes de onda mayores que 4 micras (radiación de onda larga), de aquellas que poseen longitudes de onda menores (radiación de onda corta) las que generalmente tienen un origen solar.

La componente incidente de la radiación termal es uno de los términos más importantes en el balance energético del manto. Su estimación corresponde a un proceso complejo dado que en su cálculo intervienen variables que no han sido cuantificadas ni en la cuenca ni en las cercanías de ella, luego se deben realizar aproximaciones que permitan realizar una representación adecuada de aquellos parámetros.

A diferencia del intercambio de radiación de onda corta que está restringido para el día, el intercambio radiativo de onda larga ocurre tanto de día como de noche, lo cual aumenta su importancia. Mediciones de la radiación de onda larga incidente son mucho menos comunes que las mediciones de la radiación de onda corta, pero recientemente interesantes radiómetros han sido desarrollados con la capacidad de realizar un monitoreo continuo de este parámetro.

La parametrización de la radiación termal incidente está basada en la ley de Stefan-Boltzmann:

$$L_{\downarrow} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3.6)$$

En donde:

ε : Emisividad del aire

σ : Constante de Stefan-Boltzmann $5,67 \cdot 10^{-8} [\text{W} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{m}^{-2}]$

T : Temperatura media del aire [$^{\circ}\text{K}$]

La emisividad de un material corresponde al poder relativo de su superficie de emitir calor por efecto de la radiación. Su origen se refiere a la proporción entre la energía irradiada por un material y la energía irradiada por un cuerpo negro a la misma temperatura, y en el fondo representa una medida de la capacidad del material de irradiar energía absorbida. Para el caso del aire, la emisividad dependerá de la cobertura de nubes y la presión de vapor del aire cercana a la superficie del manto.

El Instituto de Ciencias Atmosféricas y Oceánicas (ISAO) ha determinado que existen fuertes efectos de la cobertura de nubes en el balance energético, y tales efectos se ven reflejados principalmente en la radiación termal incidente. Con el objeto de cuantificar la influencia de la cobertura de nubes la radiación termal incidente ésta se puede separar en una componente con cobertura nubosa (cldy) y otra componente con cielos claros (clr), luego la radiación termal incidente total será una combinación de ambas componentes.

$$L_{\downarrow} = L_{\downarrow clr} + L_{\downarrow cldy} \quad (3.7)$$

La estimación de la componente con cielos claros también se realiza en base a la ley de Stefan-Boltzmann, pero la emisividad del aire será aquella relacionada con los cielos claros.

Existen cerca de 15 parametrizaciones para la componente de cielos claros (tabla 3.2), en donde la emisividad del cielo claro (ε_{clr}) es dejada constante, calculada en función de la presión de vapor del aire (e) y/o su temperatura media (T) (Pirazzini y otros, 2000).

| $L_{\downarrow_{clr}} = \varepsilon_{clr} \sigma T^4$ | Error promedio | ECM |
|---|----------------|------|
| ^a Maykut & Church (1973): $\varepsilon_{clr} = const.$ | 16.7 | 18.9 |
| ^b König-Langlo & Augstein (1994): $\varepsilon_{clr} = const.$ | 11.5 | 14.4 |
| ^c Guest (1998): $\varepsilon_{clr} = const.$ | -14.8 | 18.0 |
| ^d Marshunova (1966): $\varepsilon_{clr} = f(e)$ | 0.0 | 8.6 |
| ^e Efimova (1961): $\varepsilon_{clr} = f(e)$ | 8.5 | 11.9 |
| ^f Swinbank (1963): $\varepsilon_{clr} = f(T)$ | -23.5 | 25.6 |
| ^g Idso & Jackson (1969): $\varepsilon_{clr} = f(T)$ | 15.7 | 18.6 |
| ^h Zillman (1972): $\varepsilon_{clr} = f(T)$ | -26.3 | 28.2 |
| ⁱ Ohmura (1981): $\varepsilon_{clr} = f(T)$ | -6.1 | 10.5 |
| ^j Brutsaert (1975): $\varepsilon_{clr} = f(e, T)$ | -41.7 | 43.6 |
| ^k Satterlund (1979): $\varepsilon_{clr} = f(e, T)$ | -10.5 | 17.5 |
| ^l Idso (1981): $\varepsilon_{clr} = f(e, T)$ | 0.1 | 8.2 |
| ^m Andreas & Ackley (1982): $\varepsilon_{clr} = f(e, T)$ | -24.9 | 26.5 |
| ⁿ Konzelmann et al. (1994): $\varepsilon_{clr} = f(e, T)$ | -63.0 | 64.5 |
| ^o Prata (1996): $\varepsilon_{clr} = f(e, T)$ | -8.7 | 12.2 |

Tabla 3.2: Parametrizaciones propuestas para la componente de cielo blanco de la radiación termal incidente. Error promedio y Error Cuadrático Medio expresados en W/m^2

De las parametrizaciones planteadas interesa estudiar aquellas que tengan el menor error cuadrático medio (ECM). Bajo esa condición la ecuación que resalta es la que plantea Idso (1981), pero en su cálculo interviene la presión de vapor del aire; parámetro que es totalmente desconocido en la cuenca y sobre el cual no es posible establecer alguna relación con otra variable meteorológica disponible. Es por esto que se decide utilizar la parametrización que deje la emisividad del aire constante, pero que tenga el menor ECM.

Se propone calcular la componente de cielo claro de la radiación termal incidente según (König-Langlo & Augstein, 1994):

$$L_{\downarrow_{clr}} = 0,765 \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3.8)$$

La componente de la radiación termal incidente con cobertura nubosa naturalmente dependerá de la fracción nubosa presente en el día, y a pesar de que su parametrización no se encuentra explícitamente determinada es posible derivarla de expresiones entregadas por König-Langlo & Augstein.

$$L_{\downarrow cldy} = 0,1870 \cdot N^4 \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3.9)$$

N : Fracción de cobertura de nubes (0-1)

T : Temperatura del aire [°K]

La cobertura de nubes se obtiene del producto satelital MOD06L2 el cual tiene una resolución espacial de 1000 m, la que se lleva a 500 m a través de una aproximación del tipo más cercana.

Finalmente, la estimación de la radiación termal incidente total es calculada bajo la siguiente expresión (Konzelmann y otros, 1994):

$$L_{\downarrow} = [0,765 \cdot (1 - N^4) + 0,952 \cdot N^4] \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3.10)$$

3.2.4. Determinación radiación termal saliente (L_{\uparrow})

La radiación termal saliente corresponde a la porción de radiación de onda larga que es emitida por un objeto, en este caso la superficie de la nieve. Al igual que su porción incidente, su parametrización está basada en la ley de Stefan-Boltzmann (DeWalle y Rango, 2008).

$$L_{\uparrow} = \varepsilon_{snw} \cdot \sigma \cdot T_{snw}^4 + (1 - \varepsilon_{snw}) \cdot L_{\downarrow} \quad (3.11)$$

En dónde:

ε_{snw} : Emisividad de la nieve

σ : Constante de Stefan-Boltzmann $5,67 \cdot 10^{-8}$ [W·K⁻⁴·m⁻²]

T_{snw} : Temperatura superficial de la nieve [°K]

Dado que, según la ley de Kirchoff, la emisividad de un cuerpo es igual a su absorción a una cierta longitud de onda, el término $(1 - \varepsilon)$ representa la pequeña fracción de la radiación de onda larga que es reflejada desde la superficie del manto. La pérdida de la energía radiante de onda larga es

principalmente función de la temperatura de la nieve, aunque también depende ligeramente del flujo incidente de radiación de onda larga desde la atmósfera debido a los efectos de reflexión.

3.2.5. Determinación temperatura media diaria del aire

Para la determinación de la temperatura media del aire en el tiempo y en el espacio se siguió una metodología análoga a la determinación de la radiación en la cuenca. Existen registros históricos en las cercanías de la cuenca los cuales fueron distribuidos espacialmente por medio de un gradiente de temperatura.

3.2.6. Consideraciones tomadas en la modelación

En el transcurso del desarrollo del modelo se adoptaron ciertas consideraciones, las cuales son comprobadas a través de la ejecución del modelo con y sin ellas. Estas consideraciones se toman con el objeto de verificar el funcionamiento del modelo en función del rango de valores en que, basándose en la literatura, se espera que se encuentren las variables del sistema. Lo anterior traerá mejoras en los resultados, acercando los resultados del modelo al comportamiento real de la dinámica del manto nival.

Las consideraciones tomadas se describen en la tabla 3.3, en donde también se incluye la base teórica que la soporta.

| Variable | Consideración | Comentarios |
|---|--|--|
| Temperatura de la nieve (T _{sn}) | $Si T_{sn} > 0^{\circ}C \Rightarrow T_{sn} = 0^{\circ}C$ | La temperatura del manto en la etapa de derretimiento es cercana a 0°C (DeWalle y Rango, 2008). |
| Temperatura del aire (T _a) | $Si T_a < 0^{\circ}C \Rightarrow T_a = 0^{\circ}C$ | La modelación indica que la temperatura media del aire debe ser siempre positiva. El umbral de 0°C discrimina de una precipitación sólida o líquida si es que existiese. Se asume entonces que a temperaturas mayores o iguales que 0°C necesariamente la precipitación es líquida (si es que hubiese), y que cuando este umbral de temperatura es superado, entonces existe deshielo. |
| Flujos potenciales de derretimiento (M _v) | $Si M_v < -5 \text{ mm} \Rightarrow M_v = 0 \text{ mm}$ | Un flujo de derretimiento potencial negativo no tiene mayor sentido. Se puede deber a dos razones: existieron aportes no considerados o existió un error de instrumento. |

Tabla 3.3: Consideraciones adoptadas en la modelación.

CAPÍTULO IV

ZONA DE MODELACIÓN

4.1. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio corresponde a la parte alta de la cuenca del río Aconcagua ubicada en la V región de Valparaíso en la zona central de Chile. Al referirse a un sector alto de cualquier cuenca generalmente se entiende una altitud superior a los 2.000 msnm; en donde características como viento, precipitación sólida o líquida, temperatura, radiación solar incidente, etc., juegan un papel importante en la caracterización del manto nival. Es por esto que para la aplicación del modelo propuesto, se ha elegido una sub-cuenca cordillerana del Aconcagua: la cuenca del estero Navarro; su respectiva localización se muestran en la figura 4.1

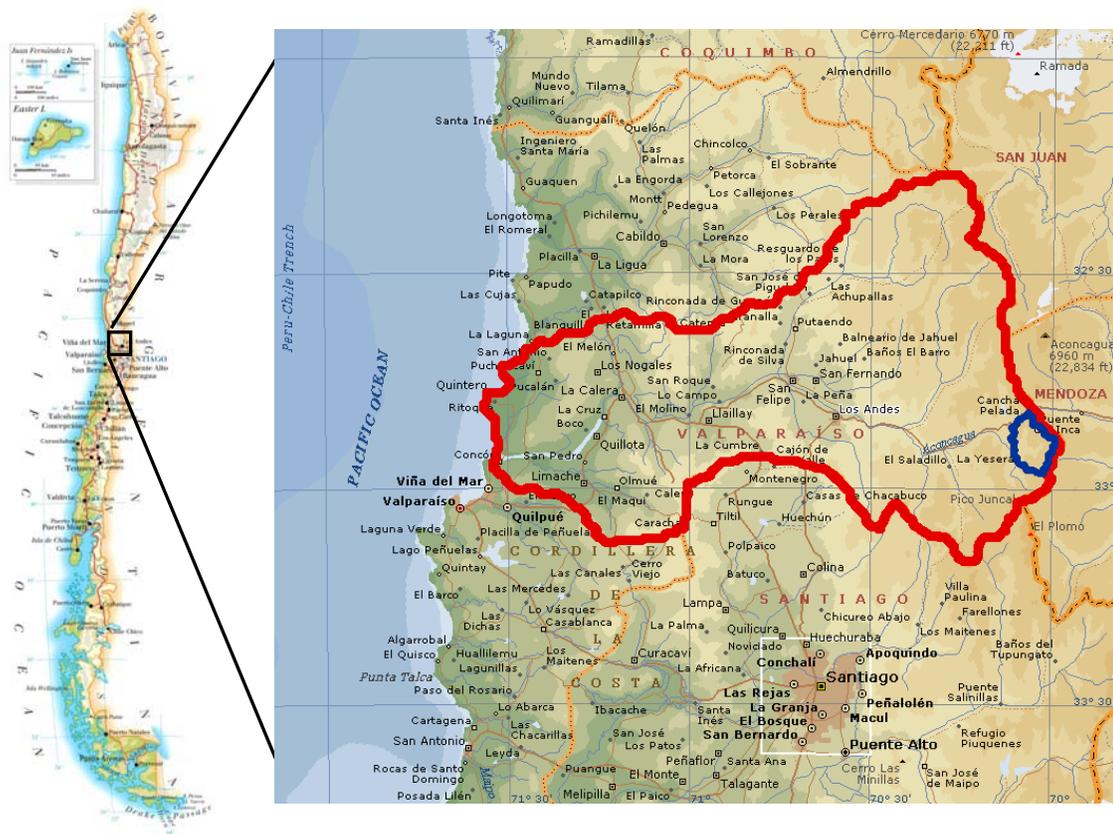


Figura 4.1: Ubicación general de la cuenca. En rojo la cuenca del río Aconcagua y en azul la sub-cuenca del estero Navarro. Fuente: Elaboración propia, porciones copyright Microsoft Encarta 2008.

La V región de Valparaíso se ubica entre los paralelos 32°02' y 33°56' de latitud sur y es parte del territorio continental del país. Sus características geográficas siguen la misma configuración que la mayoría de las regiones de Chile central (figura 4.2). Cuenta con planicies litorales, franja paralela a la línea de mar las que en general varía su ancho hacia el sur, alcanzando hasta 15 km de amplitud; cordillera de la costa, la cual no sobrepasa los 2.000 msnm; depresión intermedia, que se caracteriza por su irregularidad al ser interrumpida por los últimos cordones transversales heredados de la IV región de Coquimbo; y cordillera de los Andes, la cual en esta zona adquiere las mayores elevaciones presentes en Chile.



Figura 4.2: Perfil transversal V región a 33° latitud sur. Fuente: Enciclopedia Icarito.

A grandes rasgos, la hoya del río Aconcagua se desarrolla en el extremo sur de los valles transversales de la V región. Su extensión alcanza los 7.340 km², y su rumbo general es de este a oeste. Los afluentes más caudalosos se encuentran por la ribera norte y todos sus tributarios formativos tienen sus orígenes en el interior de la cordillera andina en sectores caracterizados por sus grandes elevaciones, destacándose el cerro Juncal (6.110 m), Alto los Leones o Cabeza de León (5.400 m), y el macizo del Aconcagua (7.021 m) (CADE-IDEPE consultores, 2004).

4.2. GEOLOGÍA Y VOLCANISMO

En su sector alto la cuenca se encuentra influenciada por rocas sulfuradas, que se caracterizan por ser materiales volcánicos vítreos de texturas gruesas generalmente ubicados en los sectores de mayores pendientes en la cordillera de los Andes. (SERNAGEOMIN, 2002). Por otro lado, en el sector medio existe influencia de rocas ácidas; y en su sector bajo, cercano a la desembocadura, existe una influencia mixta de rocas sulfuradas y de caliza.

Finalmente, cabe destacar que no existe influencia volcánica activa en el área de la cuenca.

4.3. CLIMA DE LA ZONA

En la cuenca del río Aconcagua se distinguen cuatro tipos de clima (Dirección Meteorológica de Chile, 2005): (i) clima templado-cálido con lluvias invernales, estación seca prolongada y gran nubosidad; (ii) clima templado con lluvias invernales y estación seca prolongada; (iii) clima templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses; y (iv) clima frío de altura.

4.3.1. Clima templado-cálido con lluvias invernales, estación seca prolongada y gran nubosidad.

Su localización se encuentra principalmente en el sector costero de la cuenca, al oeste de la cordillera de la costa. Se caracteriza por una gran cantidad de nubosidad presente durante la gran parte del año, con mayor intensidad en invierno, lo que se traduce en bajas amplitudes térmicas.

Las precipitaciones son abundantes en 4 meses lluviosos, que van desde mayo a agosto; los cuales concentran el 80% de la precipitación media anual (350 mm). En general tales lluvias aumentan hacia el sur de la zona costera de la cuenca, pasando desde los 340 mm anuales en el límite norte a 400 mm anuales en su límite sur.

4.3.2. Clima templado con lluvias invernales y estación seca prolongada

Aparece en la sección media del valle del Aconcagua cubriendo parte de la cordillera de la costa. Corresponde a un clima templado que se distingue del anterior dado que presenta efectos de continentalidad al distanciarse del litoral, y por ende de sus influencias; además del encajonamiento natural existente entre la cordillera de la costa y los inicios de la cordillera de los Andes.

Es un clima muy favorable para el asentamiento humano; la temperatura media es del orden de 15 °C, con pequeñas variaciones espaciales. Los efectos de continentalidad se hacen notar en el aumento de la amplitud térmica, disminución de la humedad relativa, y la presencia de heladas en los meses de invierno.

Las precipitaciones, que se concentran en invierno, son altamente sensibles a las características orográficas del lugar al favorecer u obstaculizar el paso del viento predominante del suroeste; como promedio las lluvias alcanzan los 275 mm anuales. (Dirección Meteorológica de Chile, 2005)

4.3.3. Clima templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses.

Este clima se encuentra en encuentra entre los 1.200 msnm y 3.000 msnm. Se caracteriza por tener temperaturas bajo cero durante la noche, produciéndose importantes heladas en la época invernal. Con la altitud, la precipitación líquida aumenta en abundancia, alcanzándose valores por sobre los 600 mm anuales.

Existe precipitación en forma de nieve la que a modo general aumenta a medida que se asciende en elevación, según registros de la Dirección Meteorológica de Chile a los 2.800 msnm existen acumulaciones nivales del orden de los 2 m.

4.3.4. Clima frío de altura

Se localiza en la cordillera de los andes por sobre los 3.000 msnm de elevación. Bajas temperaturas y precipitación primordialmente sólida son sus principales características, lo que favorece la acumulación de nieve y campos de hielo permanentes en cumbres.

En invierno las temperaturas promedios bordean los -2° C, llegando a extremas de -15° C por las noches. La nieve acumulada en épocas frías sobrepasa los 4 m de altura, la que se caracteriza por tener una distribución irregular debido a las características geográficas de altas montañas y cajones cordilleranos (Dirección Meteorológica de Chile, 2005).

4.4. SUB-CUENCA DEL ESTERO NAVARRO

Tal como se observa en la figura 3.1 la sub-cuenca del estero Navarro está ubicada en el extremo sur-este de la cuenca del Aconcagua. Su elevación media alcanza los 3.879 msnm, condición que favorece el clima frío de altura; se desarrolla entre los paralelos $32^{\circ}54'$ y $32^{\circ}58'$ de latitud sur y los meridianos $70^{\circ}05'$ y $69^{\circ}59'$ de longitud oeste. Diferentes criterios fueron los ocupados en elegir la sub-cuenca del Navarro como zona específica de aplicación del modelo; los principales motivos de la selección se basan en el tipo de escorrentía presente, área de la sub-cuenca, y accesibilidad de la misma.

Según modelaciones en software WMS 7.1 la sub-cuenca posee un área aproximada de 60,9 km², y su rumbo general es de este a oeste con una pendiente media del 58%. Además, se estima que las

Tal como se observa en la figura 4.3, el estero Navarro tiene su origen en las partes altas de su cuenca; su desnivel máximo (H) alcanza los 1.581 m con una longitud máxima de cauce (L) de 8,6 km. Según ecuación de California (3.1), esto representa un tiempo de concentración (t_c) de 0,66 hrs.

$$t_c = 0.95 \cdot \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0.395} \quad [hrs] \quad (4.1)$$

4.5. INFORMACIÓN DISPONIBLE

4.5.1. Información fluviométrica

Se cuenta con información hidrológica proporcionada por el Centro de Información de Recursos Hídricos (CIRH) de la Dirección General de Aguas (CADE-IDEPE, 2004) para la estación fluviométrica denominada Juncal en Juncal.

En la figura 4.4 se muestra la localización de la estación fluviométrica. Ella se encuentra en el río Juncal, próxima a la antigua estación de ferrocarriles Hermanos Clark a 1.800 msnm. Sus coordenadas geográficas son 32°51'45" latitud sur y 70°10'03" de longitud oeste (DGA).

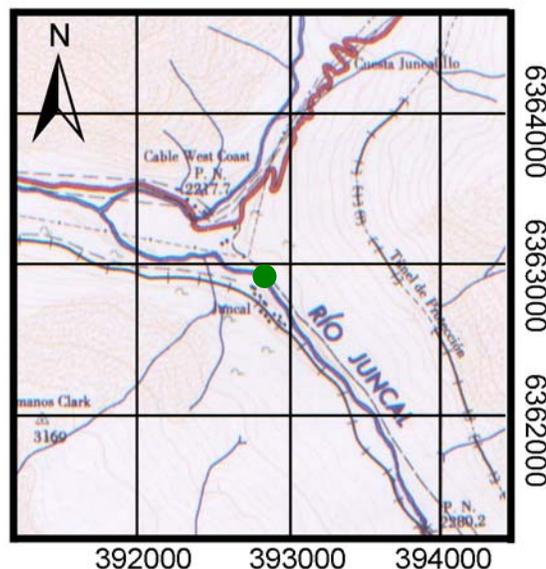


Figura 4.4: En verde, localización estación fluviométrica Juncal en Juncal.

Los datos disponibles corresponden a caudales medios mensuales para los periodos 1913-1931 y 1970-2008; y en base a esta información se elaboran curvas de variación estacional asociadas a distintas probabilidades de excedencias. Tal información se muestra tabulada en la tabla 4.1 y graficada en la figura 4.5

| P _{ex} (%) | Abr | May | Jun | Jul | Ago | Sep | Oct | Nov | Dic | Ene | Feb | Mar |
|---------------------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 5 | 6,27 | 4,24 | 3,28 | 2,86 | 2,58 | 2,80 | 6,12 | 10,72 | 18,58 | 24,28 | 17,42 | 10,66 |
| 10 | 5,77 | 3,87 | 2,91 | 2,66 | 2,36 | 2,60 | 5,48 | 10,13 | 16,48 | 19,90 | 14,78 | 9,59 |
| 20 | 5,19 | 3,45 | 2,55 | 2,43 | 2,14 | 2,41 | 4,81 | 9,41 | 14,29 | 15,95 | 12,32 | 8,47 |
| 50 | 4,17 | 2,77 | 2,06 | 2,02 | 1,85 | 2,10 | 3,81 | 8,05 | 10,98 | 11,17 | 9,18 | 6,78 |
| 85 | 3,12 | 2,10 | 1,70 | 1,59 | 1,64 | 1,84 | 2,91 | 6,36 | 8,04 | 8,19 | 7,05 | 5,28 |
| 95 | 2,60 | 1,77 | 1,56 | 1,37 | 1,56 | 1,71 | 2,50 | 5,38 | 6,71 | 7,25 | 6,33 | 4,60 |

Tabla 4.1: Caudal medio mensual asociado a diferentes probabilidades de excedencia. Fuente: CADE-IDEPE, 2004.

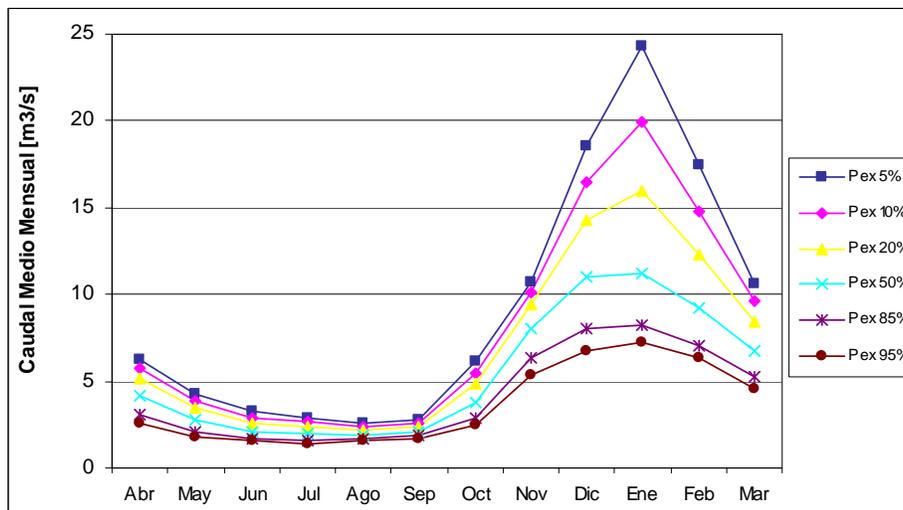


Figura 4.5: Curva de variación estacional, estación río Juncal en Juncal. Fuente CADE-IDEPE, 2004.

De la figura 4.5 se observa que esta sección del río Juncal, que corresponde a la parte alta de la cuenca del Aconcagua, tiene un régimen netamente nival dado que los mayores caudales se presentan entre noviembre y marzo; esto debido a los deshielos. Por el contrario, los menores caudales ocurren en el periodo invernal de junio-septiembre.

Por otro lado, la Dirección General de Aguas ha proporcionado información de caudales medios a nivel diario para el período que va desde octubre 1999 hasta octubre 2007. Tal información permite

confirmar la estacionalidad de la parte alta de la cuenca del Aconcagua: la acumulación invernal y la escorrentía de derretimiento estival. Esta información se muestra en la figura 4.6.

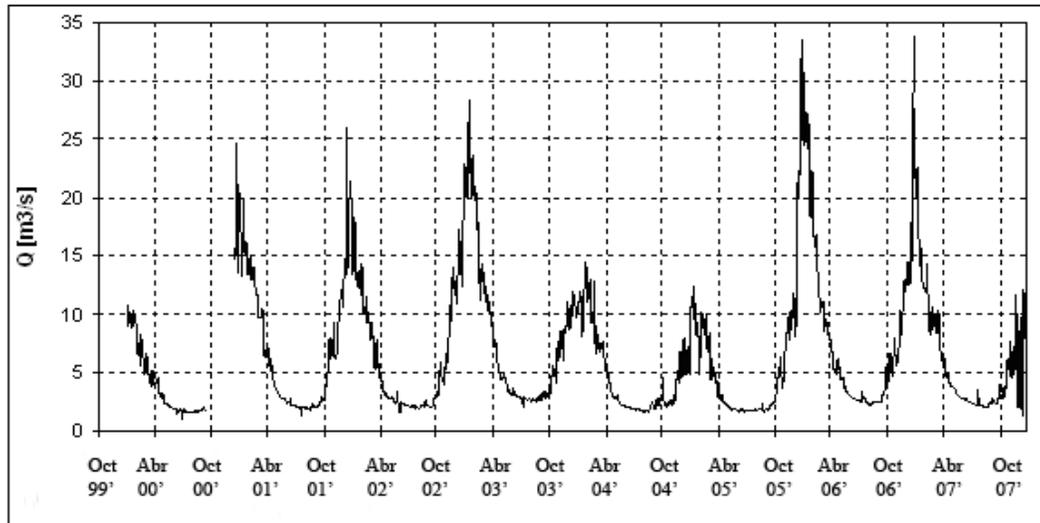


Figura 4.6: Registro de caudales medios diarios para el período 1999-2007, estación Juncal en Juncal.

4.5.2. Información satelital

Debido a que la resolución temporal de los productos satelitales a utilizar es diaria, la disponibilidad para su uso es de un 100%. Tal como se explicó en el capítulo 2.3.3 existen dos módulos para el producto satelital relacionado con la cobertura nival y su albedo (MOD10A1) como también para aquel que entrega la temperatura y la emisividad del manto (MOD11A1). Ambos productos en su conjunto permiten asegurar una disponibilidad de imágenes satelitales completas para el período de estudio. Para el caso de las imágenes MOD06L2 existe una disponibilidad del 100% para el módulo Terra.

Se le ha dado preferencia a la utilización de imágenes del módulo Terra, esto debido a que históricamente ha presentado mejores resultados y menores fallas que el módulo Aqua. Luego, la mecánica utilizada es que si no existe la imagen del módulo Terra para ese día, se descarga entonces la imagen Aqua. La proporción de imágenes descargadas se describe en la tabla 4.2.

| Producto satelital | MOD10A1 | | MOD06L2 | MOD11A1 | |
|---|---------|-------|---------|---------|------|
| Módulo | Terra | Aqua | Terra | Terra | Aqua |
| Disponibilidad septiembre '07-febrero '08 | 85,2% | 14,8% | 100,0% | 100,0% | 0,0% |
| Disponibilidad septiembre '08-febrero '09 | 97,2% | 2,8% | 100,0% | 100,0% | 0,0% |

Tabla 4.2: Proporción de descarga de imágenes utilizadas.

4.6. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE VARIABLES INVOLUCRADAS EN LA MODELACIÓN.

4.6.1. Radiación solar incidente

La determinación de la radiación solar incidente en la cuenca del estero Navarro es de manera indirecta. Se cuentan con datos de horas de insolación en el sector del embalse El Yeso para el período de estudio completo, ubicado a 82 Km. al sur de la base de la cuenca, los cuales fueron traspasados a radiación solar, éste traspaso de hora de insolación a radiación solar incidente depende de 2 variables: (i) duración astronómica media diaria de las horas de insolación y (ii) radiación solar extraterrestre.

Los valores de la duración astronómica media diaria de las horas de insolación se encuentran tabulados para una serie de latitudes, por lo que se realizó una interpolación lineal para ajustarlos a la localización de la cuenca del estero Navarro, los que se muestran en la tabla 4.3.

| | | | | | |
|-------|---------|------------|---------|-----------|-----------|
| Enero | Febrero | Marzo | Abril | Mayo | Junio |
| 43,3 | 39,3 | 33,4 | 25,8 | 19,8 | 16,8 |
| Julio | Agosto | Septiembre | Octubre | Noviembre | Diciembre |
| 18,0 | 22,8 | 30,0 | 36,9 | 42,0 | 44,2 |

Tabla 4.3: Duración astronómica media diaria de las horas de insolación ajustadas a -31,917° S.

Con respecto a la radiación extraterrestre, ésta se ha estimado al techo de la atmósfera suponiendo una superficie plana a través de una metodología propuesta por University of Santa Clara⁵ en donde es posible obtener a nivel diario la variable en estudio. En la figura 4.7 ella se grafica en función del tiempo.

⁵ http://www.engr.scu.edu/~emaurer/tools/calc_solar.cgi.pl

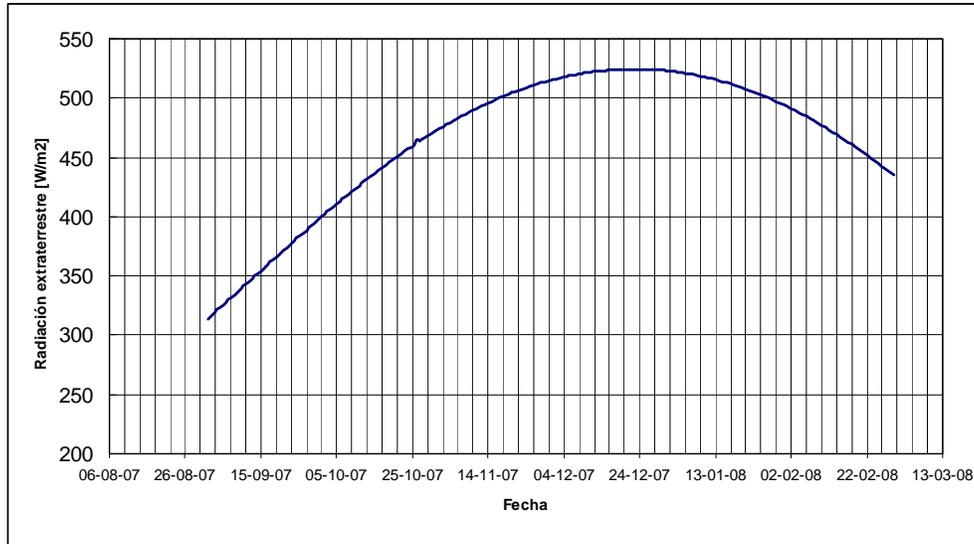


Figura 4.7: Radiación extraterrestre Sept. 2007-Feb. 2008 ajustada a cuenca del estero Navarro.

Dada las características y composición de su cálculo (depende principalmente de la ubicación de la cuenca), la radiación extraterrestre no cambia para el segundo ciclo de derretimiento.

Debido a que los datos de horas de sol con que se cuentan están en el embalse El Yeso, la radiación solar calculada será entonces asociada a ese lugar. Luego, se está considerando que las horas de insolación registradas serán las mismas que en un punto de la cuenca del estero Navarro con la misma elevación que el embalse El Yeso (2.566 msnm). El hecho de realizar esta consideración implica que se está suponiendo que la nubosidad presente en el embalse El Yeso será la misma que en la cuenca del estero Navarro. Si bien es cierto que este hecho no es necesariamente exacto, bajo esta metodología es posible obtener datos en una cuenca donde no se posee información disponible y permite una aproximación adecuada para la investigación.

Una vez que se ha logrado obtener la radiación solar incidente para todo el período de estudio en un punto de la cuenca del estero Navarro (distribución temporal) corresponde entonces efectuar una distribución espacial. Lo anterior se realiza a través de un gradiente en función de la elevación del píxel. La elevación de cada píxel se obtiene a través de la descarga de un modelo de elevación digital (DEM) de la cuenca. En este caso se descargó el DEM asociado al satélite ASTER de una resolución espacial de 30 m. el cual fue llevado, a través de una interpolación del tipo más cercana, a una resolución espacial de 500 m. para hacerlo calzar con la resolución espacial del estudio.

El gradiente de la radiación solar utilizado corresponde al recomendado según el manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica (DGA, 1995):

$$\Delta S_{\downarrow} = \frac{2,1307 [W/m^2]}{100 [m]} \quad (4.5)$$

La metodología anterior trae como resultado la distribución espacial y temporal mostrada en la figura 4.8.

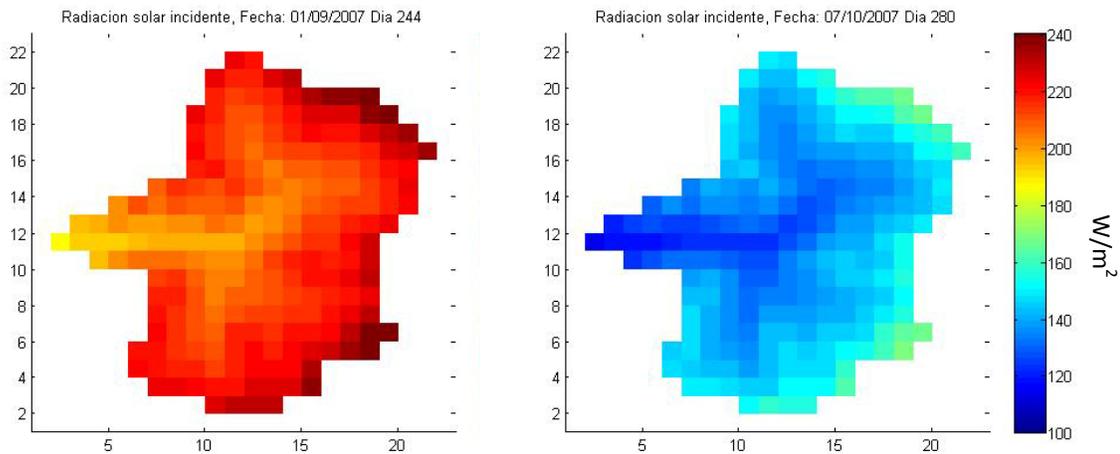


Figura 4.8: Distribución espacial de la radiación solar incidente [W/m²]. A la derecha para el 01/09/2007 y a la izquierda 07/10/2007. Cuenca del estero Navarro

4.6.2. Albedo y cobertura nival

La distribución espacial y temporal de estas variables es directa, dado que ambas se obtienen de información satelital.

4.6.3. Radiación termal incidente

La radiación termal incidente depende de 2 parámetros: (i) cobertura nubosa y (ii) temperatura media del aire. La información de cobertura nubosa se obtiene de imágenes satelitales, por lo que su distribución espacial y temporal es directa. Con respecto a la temperatura media del aire, se cuenta con registros en el tiempo los que luego son distribuidos espacialmente por medio de un gradiente de temperatura.

Finalmente, los resultados de la distribución espacial y temporal para la radiación termal incidente se muestran en la figura 4.9.

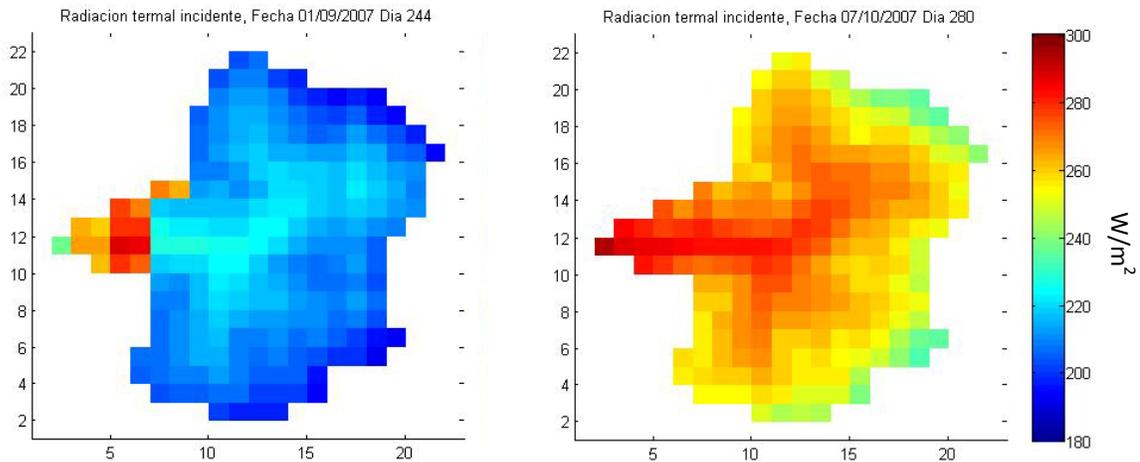


Figura 4.9: Distribución espacial de la radiación termal incidente [W/m^2]. A la izquierda para el 01/09/2007 y a la derecha 07/10/2007. Cuenca del estero Navarro.

4.6.4. Radiación termal saliente

Como se explicó en la ecuación 3.11, la radiación termal saliente depende de la emisividad de la nieve, la temperatura superficial de la nieve y de la radiación termal incidente; ésta última ya se encuentra distribuida espacial y temporalmente.

La temperatura de la nieve se obtiene a través del producto satelital MOD11A1 que tiene una resolución espacial de 1.000 m., entonces se lleva a una resolución espacial de 500 m para hacerlo calzar con la resolución espacial del estudio. Lo anterior permite una distribución espacial y temporal de ella

Con respecto a la emisividad de la nieve, existen dos maneras de estimarla. Una de ellas es a través de la misma imagen MOD11A1 la cual en una de sus bandas entrega la emisividad de la superficie donde se está realizando la observación. Otro procedimiento es simplemente dejar la emisividad como un parámetro constante, tanto en el tiempo como en el espacio.

Se sabe que los radiadores perfectos son aquellos cuerpos que tienen emisividades iguales a 1, y el manto nival se aproxima bastante a ser un radiador perfecto con emisividades que varían entre el

rango 0,97-1 (Kondrat'yev, 1965; Anderson, 1976); por lo que desde luego es factible suponer una emisividad de la nieve constante e igual al promedio de los valores extremos.

$$e_{snw} = 0,985 \quad (4.6)$$

Las diferencias espaciales y temporales en función de la manera de estimar la emisividad de la nieve se muestran en la figura 4.10 y 4.11.

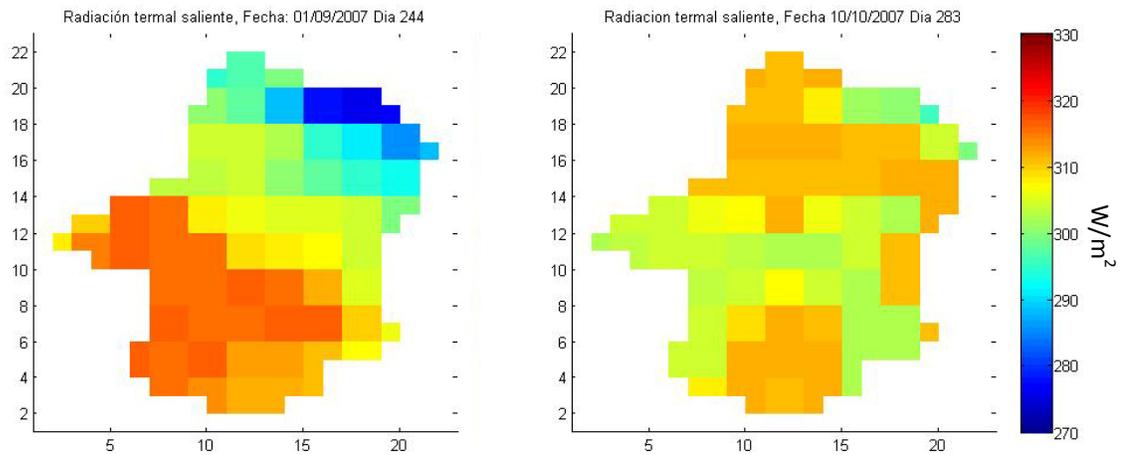


Figura 4.10: Distribución espacial de la radiación termal saliente [W/m²] para una emisividad de la nieve obtenida a través de imagen satelital. A la izquierda para el 01/09/2007 y a la derecha 10/10/2007. Cuenca del estero Navarro.

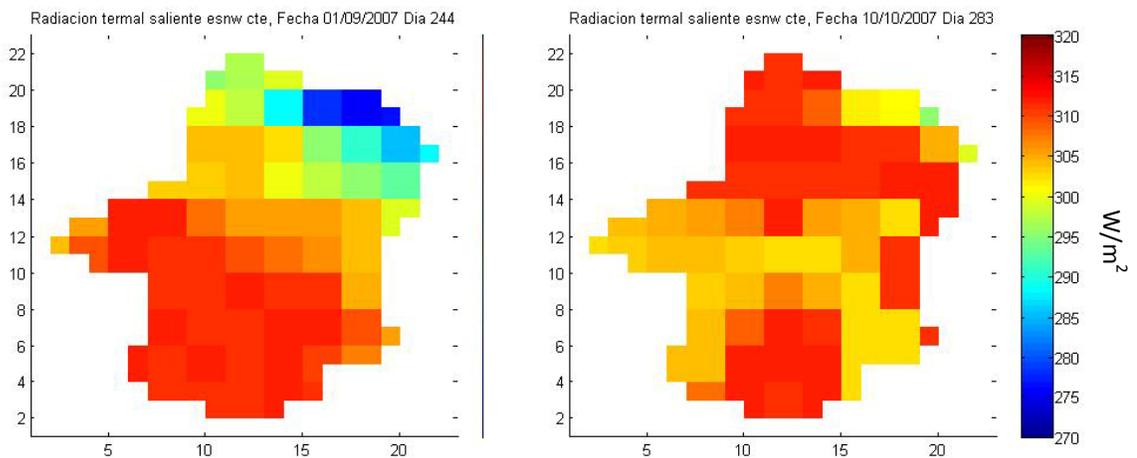


Figura 4.11: Distribución espacial de la radiación termal saliente [W/m²] para una emisividad de la nieve constante e igual a 0,985. A la izquierda para el 01/09/2007 y a la derecha 10/10/2007. Cuenca del estero Navarro.

Debido a que las diferencias son mínimas, y que no es posible validar el valor obtenido por la imagen satelital, finalmente se decide utilizar el valor constante de la emisividad de la nieve.

4.6.5. Temperatura media del aire

Se cuentan con datos de temperatura media del aire en una estación meteorológica ubicada en las cercanías del centro de ski Portillo (32°50' S, 70°08' W) a unos 10,5 km al noreste de la base de la cuenca del estero Navarro. Dada la cercanía de aquellos datos, es posible suponer que la temperatura registrada en Portillo es la misma que en el punto de la cuenca del estero Navarro que tenga la misma elevación que Portillo (2.870 msnm). Luego, sobre ese punto es posible aplicar una distribución espacial basada en un gradiente de temperatura.

El gradiente de temperatura utilizado es: (Cline y otros, 1998).

$$\Delta T = \frac{-0,6 \text{ [}^\circ\text{C]}}{100 \text{ [m]}} \quad (4.7)$$

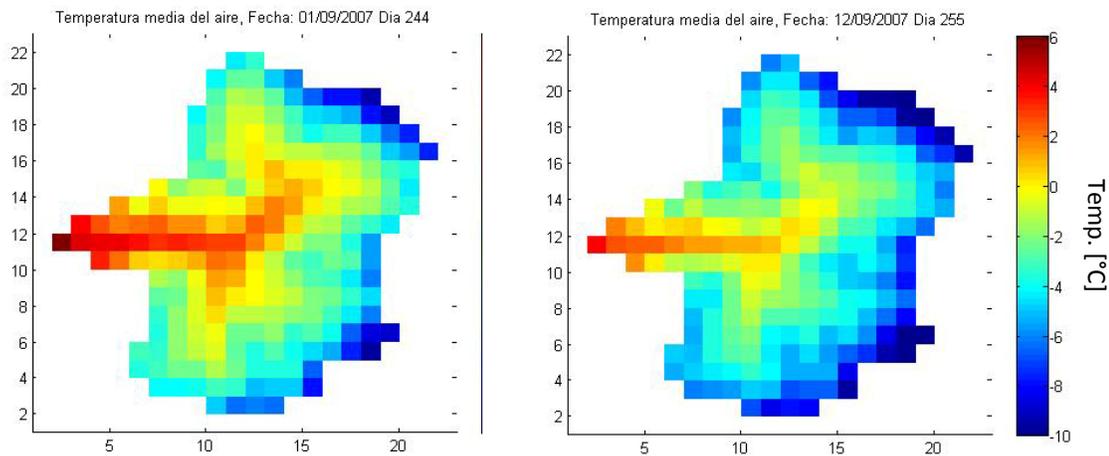


Figura 4.8: Distribución espacial de la temperatura [°C]. A la izquierda para el 01/09/2007 y a la derecha 12/09/2007. Cuenca del estero Navarro.

CAPÍTULO V

RESULTADOS DE LA MODELACIÓN

5.1. INTRODUCCIÓN

El resultado de la reconstrucción del equivalente en agua es sin duda uno de los mayores alcances del presente trabajo, no sólo por la importancia de caracterizar un parámetro fundamental del manto nival, si no también por que de ella es posible derivar información como el volumen acumulado de los potenciales derretimientos y por lo mismo el potencial caudal de escorrentía que se generaría en función del tiempo.

Los resultados se separan por ciclo de deshielo, esto es: en el primer ciclo se ejecutará el modelo para 3 casos, luego se determina cual de ellos es el mejor y se aplica al segundo ciclo de deshielo.

Los casos de modelación se describen a continuación:

- Caso 1: Modelación sin ninguna consideración sobre las variables.
- Caso 2: Modelación con consideraciones sobre temperatura de la nieve, del aire y flujos potenciales de derretimiento.
- Caso 3: Modelación con consideraciones sobre las variables además con reemplazo de píxeles que no tengan información.

Cuando existe nubosidad presente en el día de observación no es posible tener información de la cobertura nival que existe debajo de las nubes. Este bloqueo de información puede ocurrir tanto para toda la cuenca, como para solo algunos píxeles sobre ella, por lo que en el caso 3 se propone una metodología que reemplace la información de cobertura nival que no existe en función de la cobertura nival del mismo píxel en el día posterior y anterior.

5.2. RECONSTRUCCIÓN DEL EQUIVALENTE EN AGUA PARA EL PRIMER PERÍODO DE DERRETIMIENTO: 11 SEPTIEMBRE 2007-28 FEBRERO 2008.

No se tomó ninguna consideración sobre la radiación solar incidente, luego sus resultados son obtenidos en base a la metodología explicada en el capítulo 3.2.1, y se muestran en la figura 5.1.

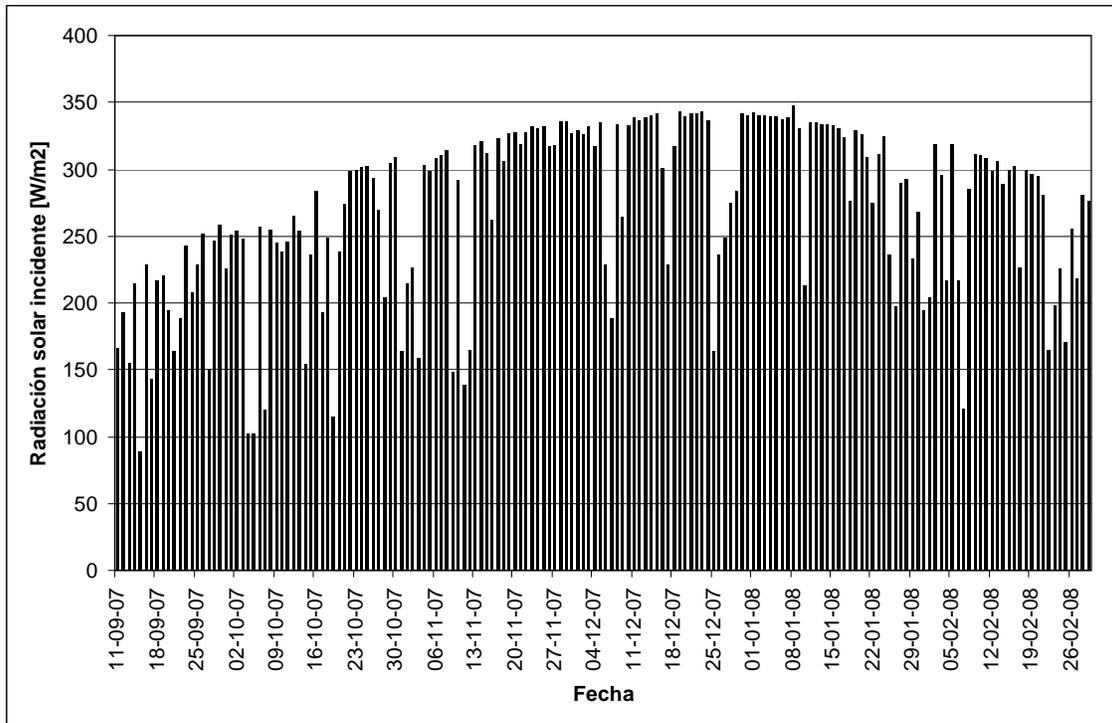


Figura 5.1: Radiación solar incidente a una elevación de 2.566 msnm. Primer ciclo derretimiento

5.2.1. Caso 1: Modelación inicial, sin ninguna consideración sobre las variables.

En un comienzo se analizó la distribución espacial de los flujos potenciales de derretimiento para cada píxel. A modo de ejemplo se eligen 4 días al azar y se analiza su distribución en el espacio, lo que se muestra en la figura 5.2. Luego, se calculan los flujos potenciales medios diarios de derretimiento los que se llevan a una serie temporal, para así estudiar su comportamiento en el tiempo.

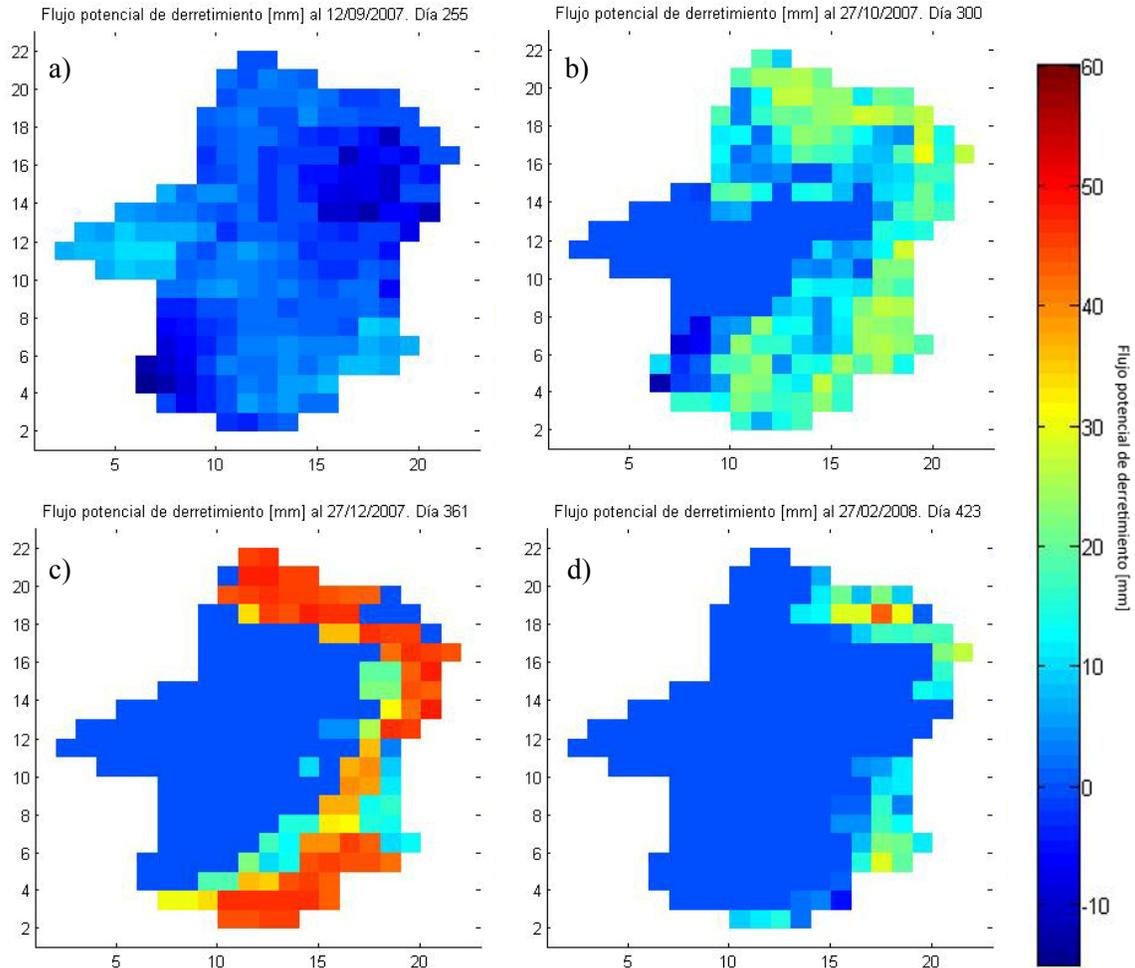


Figura 5.1: Flujos potenciales de derretimiento [mm] caso 1 para 4 días representativos. a) 12/09/2007, b) 27/10/2007, c) 27/12/2007, d) 27/02/2008.

Es posible estimar los flujos potenciales de derretimiento medios diarios de la cuenca como el promedio de los flujos potenciales de derretimiento asociados a cada uno de los píxeles. (Ecuación 5.1)

$$\overline{Mv}_{diario} = \frac{\sum_{píxeles} Mv}{total \ píxeles} \quad (5.1)$$

Lo anterior constituiría el flujo potencial de derretimiento representativo de la cuenca para ese día, lo que corresponde a una similitud de una modelación puntual. De igual manera, es posible estimar el promedio representativo de variables tales como el albedo, cobertura nival y radiación termal incidente.

En la figura 5.2 se muestra la evolución en el tiempo de los flujos potenciales medios diarios de derretimiento, y en la figura 5.3 la evolución media diaria de cobertura nival, albedo de la nieve y radiación termal incidente sobre el manto.

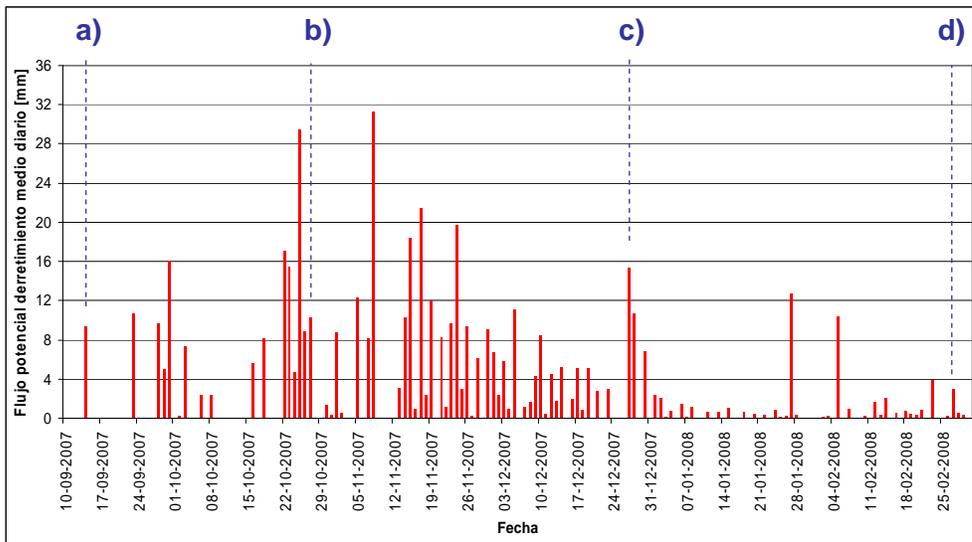


Figura 5.2: Flujos potenciales de derretimiento medios diarios caso 1. En azul se muestran los días seleccionados: a) 12/09/2007, b) 27/10/2007, c) 27/12/2007, d) 27/02/2008.

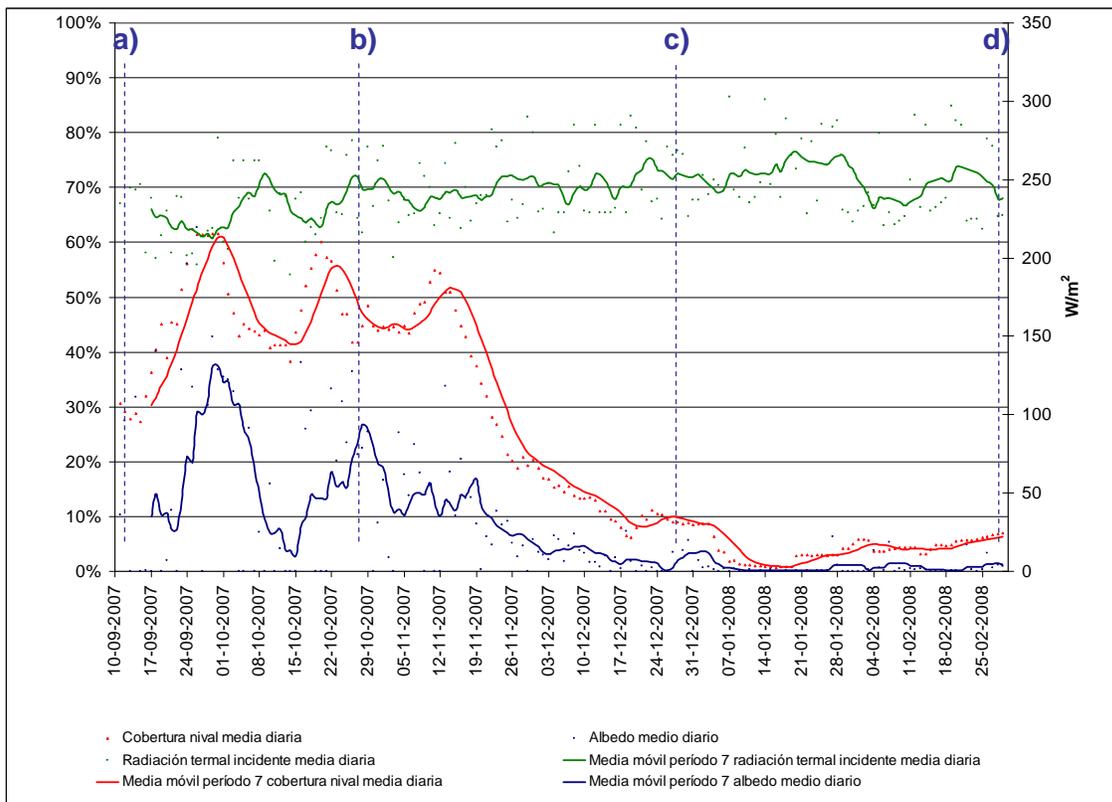


Figura 5.3: Cobertura nival media diaria (rojo), albedo medio diario (azul), radiación termal incidente media diaria (verde).

De la figura 5.2 se observa que el máximo flujo potencial medio diario de derretimiento estimado para el primer ciclo fue de 31,3 mm/día obtenido el 08/11/2007. Por otro lado, la Dirección General de Aguas (DGA) propone en su “Manual de Cálculo de Crecidas y Caudales Mínimos en Cuencas sin Información Fluviométrica” una estimación del flujo potencial máximo diario de derretimiento (Peña y Vidal, 1989), la cual corresponde a una relación empírica (ecuación 5.2).

$$M = 0,0768 \cdot BNET + 1,10 \cdot Ta + 4,89$$

$$BNET = (1 - \alpha) \cdot S_{\downarrow} + 0,59 \cdot \sigma \cdot Ta^4 - \sigma \cdot T_{snw}^4 \quad (5.2)$$

En donde:

- $BNET$: Balance radiativo neto [W/m^2]
 Ta : Temperatura media del aire [$^{\circ}K$]
 α : Albedo de la nieve
 S_{\downarrow} : Radiación solar incidente [W/m^2]
 σ : Constante de Stefan-Boltzmann $5,67 \cdot 10^{-8}$ [$W \cdot K^{-4} \cdot m^{-2}$]
 T_{snw} : Temperatura superficial media de la nieve [$^{\circ}K$]

Al comparar la metodología propuesta por Peña y Vidal con aquella utilizada en la presente investigación, se observa que existen importantes diferencias de cuantificación del flujo potencial máximo diario medio.

| Metodología | Flujo potencial máximo medio diario [mm] | Diferencia [%] |
|------------------------|--|----------------|
| Molotch y Bales (2006) | 31,3 | 0% |
| Peña y Vidal (1989) | 15,8 | -49,5% |

Tabla 5.1: Comparación de flujo potencial máximo diario medio para ambas metodologías.

Estas discrepancias se deben principalmente a la manera que ambas metodologías cuantifican la radiación termal incidente sobre el manto, especialmente a la parametrización de la emisividad del aire que ambas tienen. La metodología propuesta por Peña y Vidal (1989) estima la emisividad del aire en 0,59, mientras que la metodología de Molotch y Bales (2006) implica una estimación de la emisividad del aire en 0,765 (König-Langlo & Augstein, 1994), lo que se traduce en una diferencia del 23%.

Finalmente en base a ecuación 3.2 es posible obtener el equivalente en agua promedio acumulado a nivel diario, lo cual se contrasta con el caudal estimado para la cuenca del estero Navarro obtenido a través de una transposición por área nival con la cuenca del estero Juncal en Juncal (Q' observado).⁶ Ambas curvas se grafican en la figura 5.4.

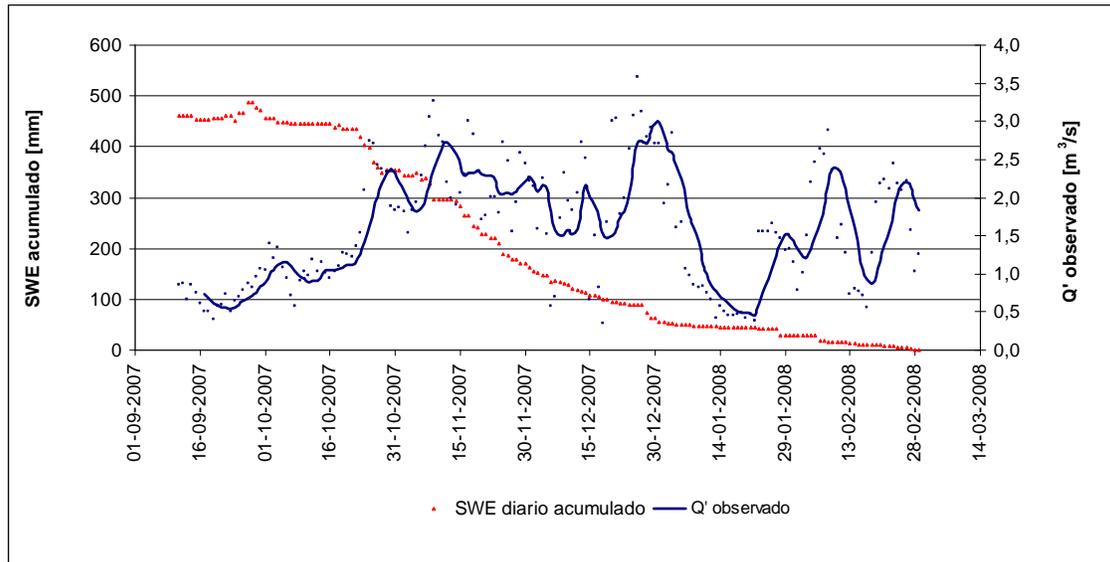


Figura 5.4: SWE medio diario acumulado caso 1 y Q' observado.

De la figura 5.4 se observa que la evolución del equivalente en agua acumulado en el tiempo en la cuenca del estero Navarro es acorde con la teoría. Cuenta con un máximo inicial cercano a los 460 mm al inicio del periodo de deshielo para iniciar el decaimiento, hasta llegar a un equivalente en agua nulo a principios de marzo.

5.2.2. Caso 2: Modelación con consideraciones sobre temperatura de la nieve, temperatura del aire y flujos potenciales de derretimiento

Tal como se explicó en el capítulo 3.2.6 se han tomado ciertas consideraciones sobre la temperatura de la nieve, temperatura del aire y flujos potenciales de derretimiento. Lo anterior tiene como objeto mejorar la modelación acercándola a situaciones observadas ya sea a través de registros históricos, o por medio de consulta a las referencias de esta investigación.

⁶ Metodología explicada en anexo 9.1.

La consideración más relevante es aquella que es tomada sobre la temperatura de la nieve. DeWalle y Rango (2008) indican que la temperatura del manto en la etapa de deshielo es muy cercana a los 0°C , por lo que una temperatura por sobre o bajo de aquel umbral significará un aumento/disminución del balance energético lo que inmediatamente se verá reflejado en el cálculo del equivalente en agua. A pesar de que se cuenta con información satelital de la temperatura del manto, ésta no ha sido científicamente validada y es aún un producto que se encuentra en la etapa de desarrollo, por lo que finalmente se decide aceptar el supuesto de que la temperatura superficial del manto en la etapa de deshielo es igual a los 0°C .

En la figura 5.5 se muestra la distribución espacial de los flujos potenciales de derretimiento obtenidos para el caso 2.

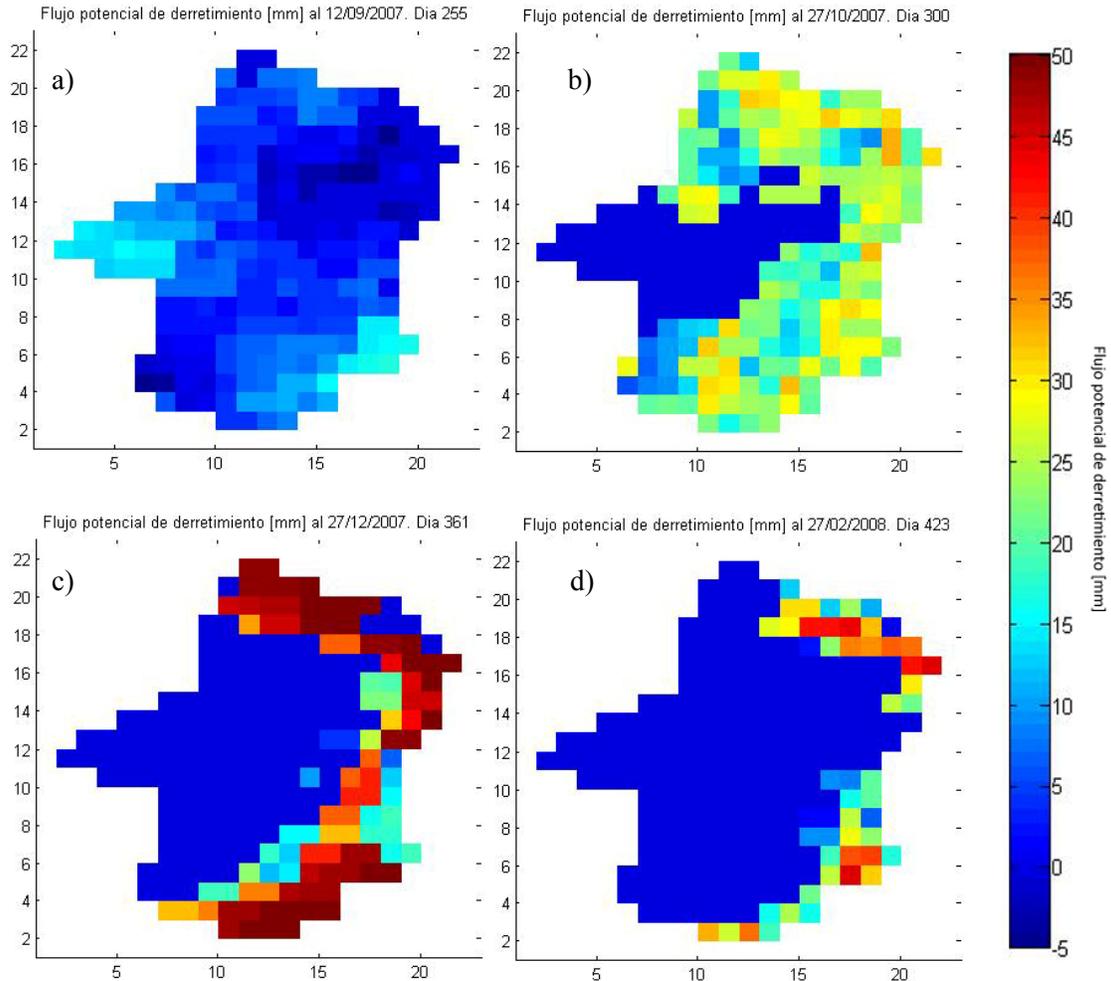


Figura 5.5: Flujos potenciales de derretimiento [mm] caso 2 para 4 días representativos. a) 12/09/2007, b) 27/10/2007, c) 27/12/2007, d) 27/02/2008.

De igual forma que al caso anterior, con ecuación 5.1 se calcula los flujos potenciales medios diarios de la cuenca. (Figura 5.6)

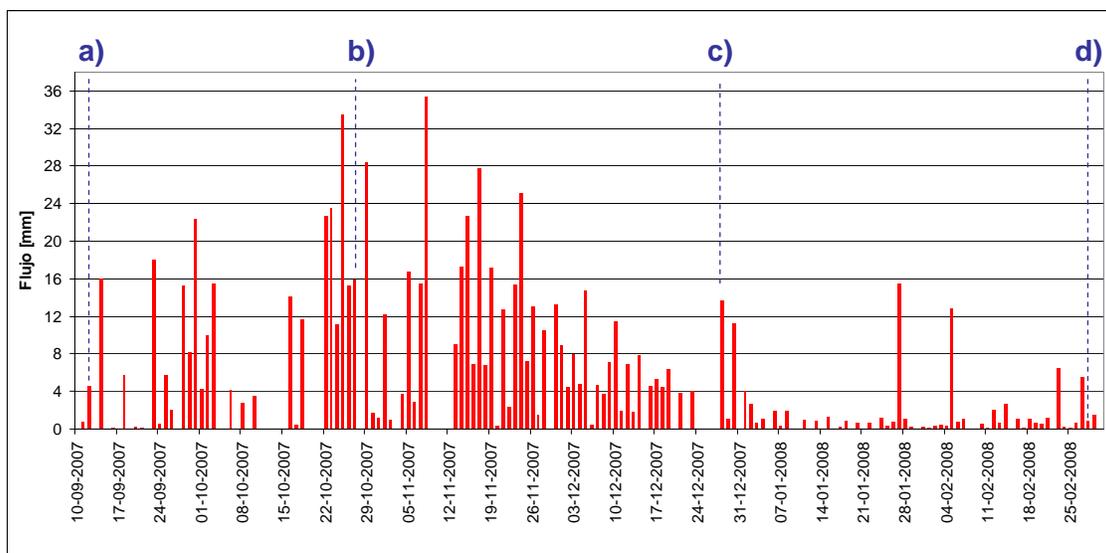


Figura 5.6: Flujos potenciales de derretimiento medios diarios caso 2.

En este caso el flujo potencial de derretimiento medio diario máximo registrado es de 35,3 mm el cual se obtuvo el mismo día que el caso anterior (8/11/2007).

| Metodología | Flujo potencial máximo medio diario [mm] | Diferencia [%] |
|------------------------|--|----------------|
| Molotch y Bales (2006) | 35,3 | 0% |
| Peña y Vidal (1989) | 15,8 | -55,2% |

Tabla 5.2: Comparación de flujo potencial máximo diario medio para ambas metodologías.

Al realizar nuevamente la comparación de metodologías para estimar el máximo flujo potencial medio diario, se tiene que el cálculo del flujo potencial máximo propuesto por Peña y Vidal prácticamente no se ve afectada por las imposiciones propuestas (existen diferencias sólo al 3° decimal).

Análogamente al caso anterior se construye la curva acumulada de equivalente en agua y se compara con la respuesta observada a través de una transposición por área de la cuenca del estero Navarro con la cuenca del estero Juncal. (figura 5.7)

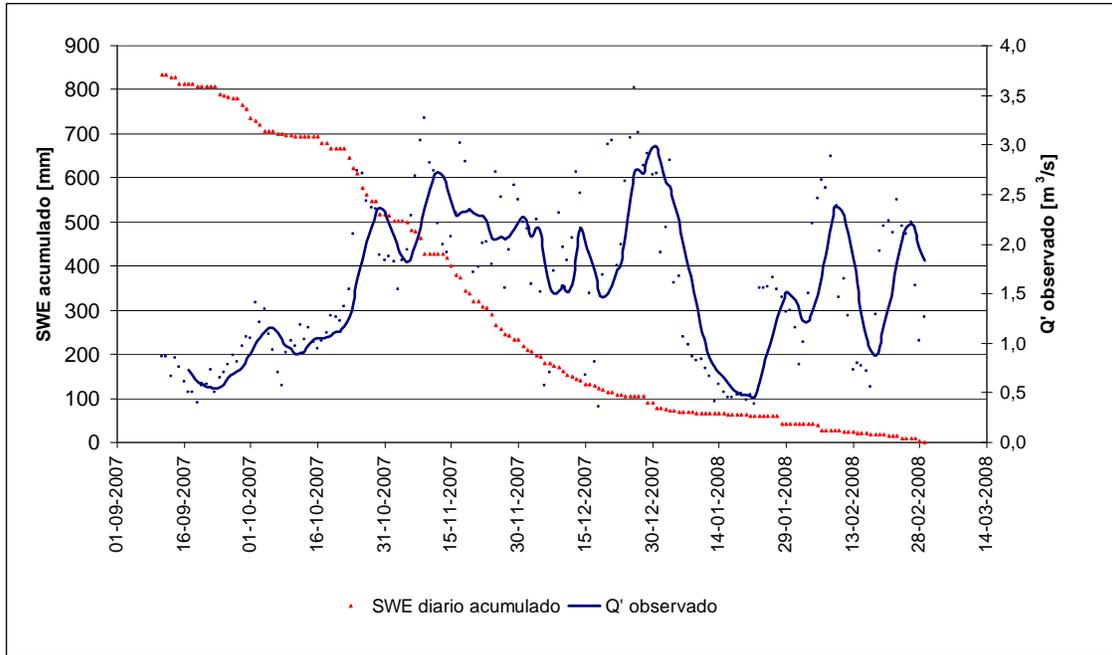


Figura 5.7: SWE medio diario acumulado caso 2 y Q' observado.

Si se considera que el primer caso es el caso base, es posible establecer diferencias porcentuales entre ambos casos en cada uno de los píxeles que componen la cuenca. Lo anterior permite determinar el peso o influencia sobre la cuenca de las consideraciones tomadas. La metodología utilizada se refleja en la ecuación 5.3.

$$\Delta SWE_{pixel\ i} = \left(\frac{SWE_{caso\ 2}}{SWE_{caso\ 1}} - 1 \right)_{pixel\ i} \cdot 100 [\%] \quad (5.3)$$

En la ecuación 5.3 se observa que si el equivalente en agua del primer caso es nulo, entonces el resultado de la diferencia porcentual se indefine, representando que no es posible asignar una diferencia porcentual para ese píxel. Sin embargo, que el píxel del caso 1 sea nulo significará que el píxel del caso 2 será menor o igual que 0, pero mayor que -5 dada la restricción impuesta sobre los flujos potenciales de derretimiento. Gráficamente una diferencia porcentual no calculada significará un píxel blanco, lo cual se observa en la figura 5.8.

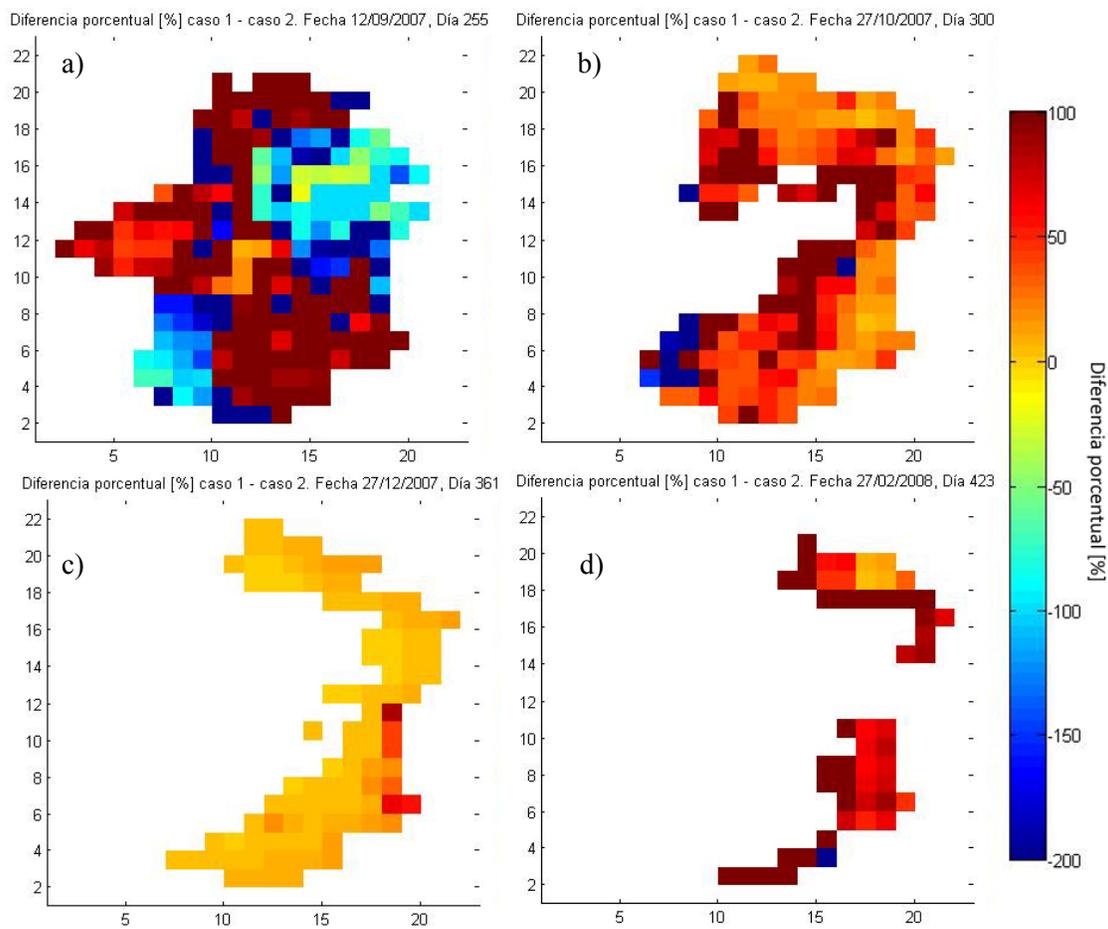


Figura 5.8: Diferencia porcentual caso 1-caso 2 para 4 días elegidos al azar. a) 12/09/2007, b) 27/10/2007, c) 27/12/2007, d) 27/02/2008.

5.2.3. Caso 3: Modelación con consideraciones sobre temperatura de la nieve, temperatura del aire, flujos potenciales de derretimiento y además reemplazo de información.

Como se indicó en la parte introductoria de este capítulo, la cobertura de nubes interfiere en la observación o recopilación de información por medio de percepción remota. Esto se produce por la lógica de que las nubes cubren la información que se encuentra bajo ellas, haciéndola imperceptible para los sensores remotos.

Para el reemplazo de información, se plantea que la cobertura nival en el píxel cubierto es igual al promedio entre la cobertura nival del mismo píxel en el día inmediatamente posterior y anterior que se encuentre descubierto (ecuación 5.4). La metodología se encuentra representada en la figura 5.9.

$$SCA_{j \text{ píxel } i} = \frac{SCA_{j-1 \text{ píxel } i} + SCA_{j+1 \text{ píxel } i}}{2} \quad (5.4)$$

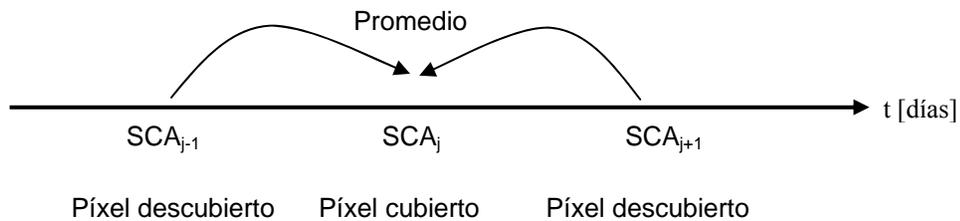


Figura 5.9: Diagrama de reemplazo de flujos potenciales de derretimiento que fueron cubiertos por nubes.

La metodología anterior se aplica sólo si existe una cobertura de nubes parcial de la cuenca. Si se da el caso de que la cuenca se encuentre completamente cubierta con nubes, se supone que la totalidad de la cobertura nival de la cuenca del día totalmente cubierto es igual a la cobertura nival del día descubierto inmediatamente posterior.

En la figura 5.9 se muestra la distribución espacial de los flujos potenciales de derretimiento para la metodología propuesta para el caso 3. De igual forma, en la figura 5.10 se grafican los flujos potenciales medios diarios de la cuenca.

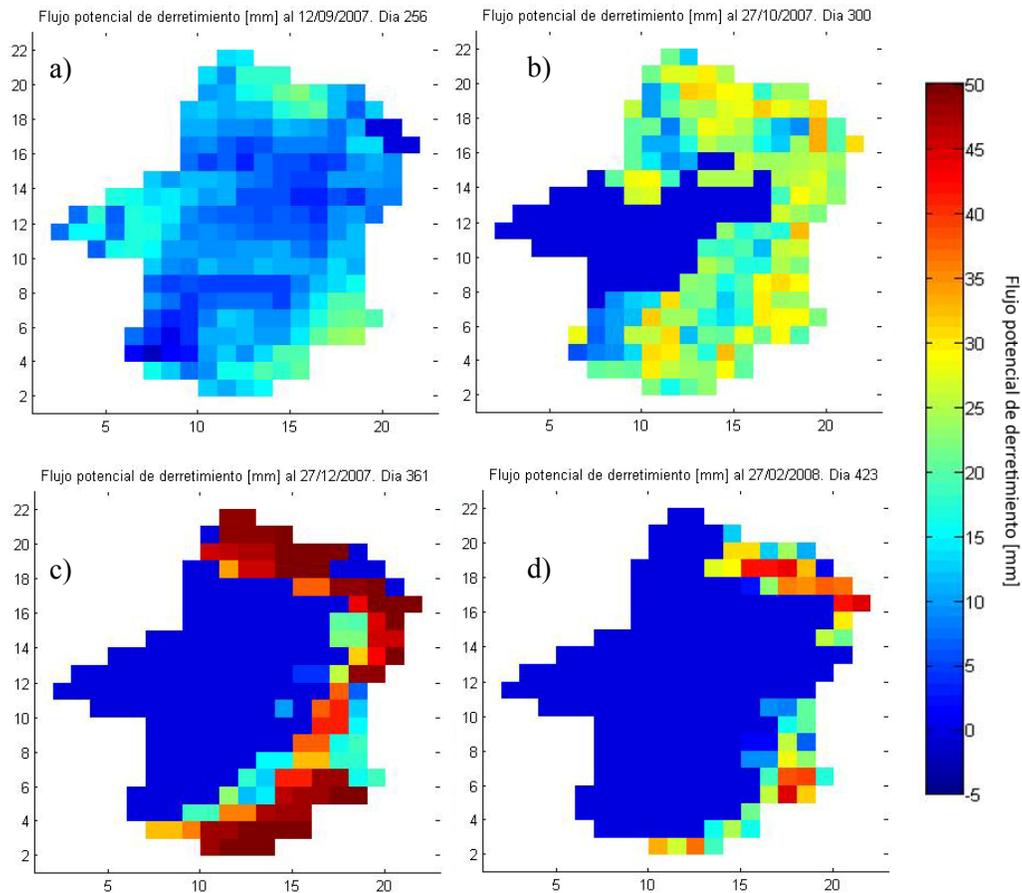


Figura 5.9: Flujos potenciales de derretimiento [mm] caso 3 para 4 días representativos. a) 12/09/2007, b) 27/10/2007, c) 27/12/2007, d) 27/02/2008.

De igual forma, se estiman los flujos potenciales medios de derretimiento.

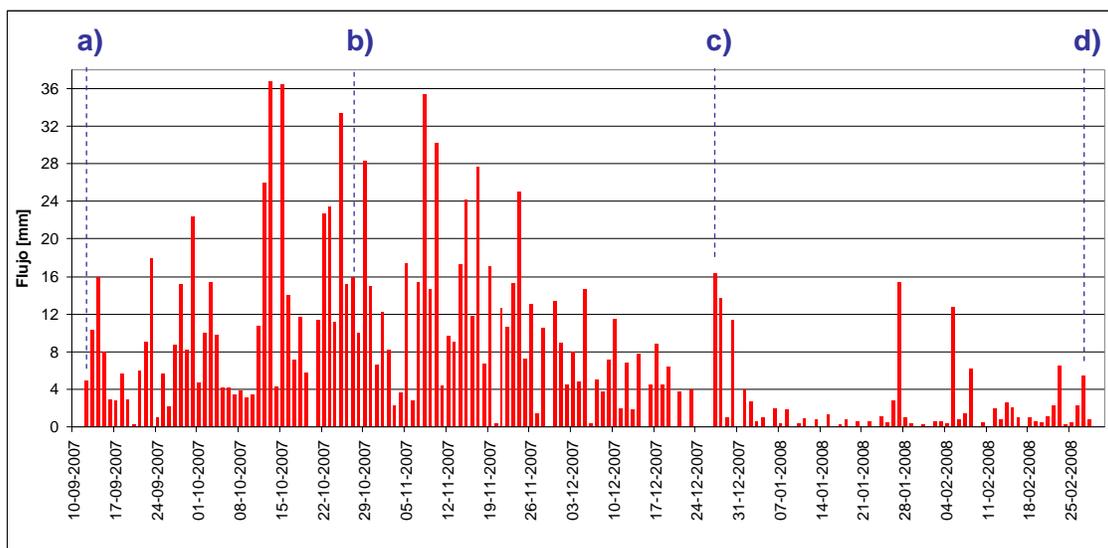


Figura 5.10: Flujos potenciales de derretimiento medios diarios caso 3.

Para la modelación bajo estas consideraciones se tuvo un máximo flujo potencial de derretimiento medio diario de 36,8 esta vez alcanzado el 13/10/2007, lo que significa un adelanto de aproximadamente 3 semanas comparado con los casos anteriores. Por otro lado, aquel flujo potencial máximo registró un aumento de un 4% comparado con el caso anteriormente propuesto.

Dado que en este caso se mantuvieron invariantes las variables que influyen en el cálculo propuesto por Peña y Vidal (ecuación 5.2) el flujo potencial de derretimiento máximo estimado a través de aquella metodología será el mismo al que fue calculado en el caso 2.

| Metodología | Flujo potencial máximo medio diario [mm] | Diferencia [%] |
|------------------------|--|----------------|
| Molotch y Bales (2006) | 36,8 | 0% |
| Peña y Vidal (1989) | 15,8 | -57,1% |

Tabla 5.3: Comparación de flujo potencial máximo diario medio para ambas metodologías.

Tal como se observa en la figura 5.10 los flujos potenciales de derretimiento medios diarios observados para el caso 3 son considerablemente mayores que aquellos estimados en el caso 2 y caso 3 (figura 5.6), lo que naturalmente se verá reflejado en la curva acumulada (figura 5.11).

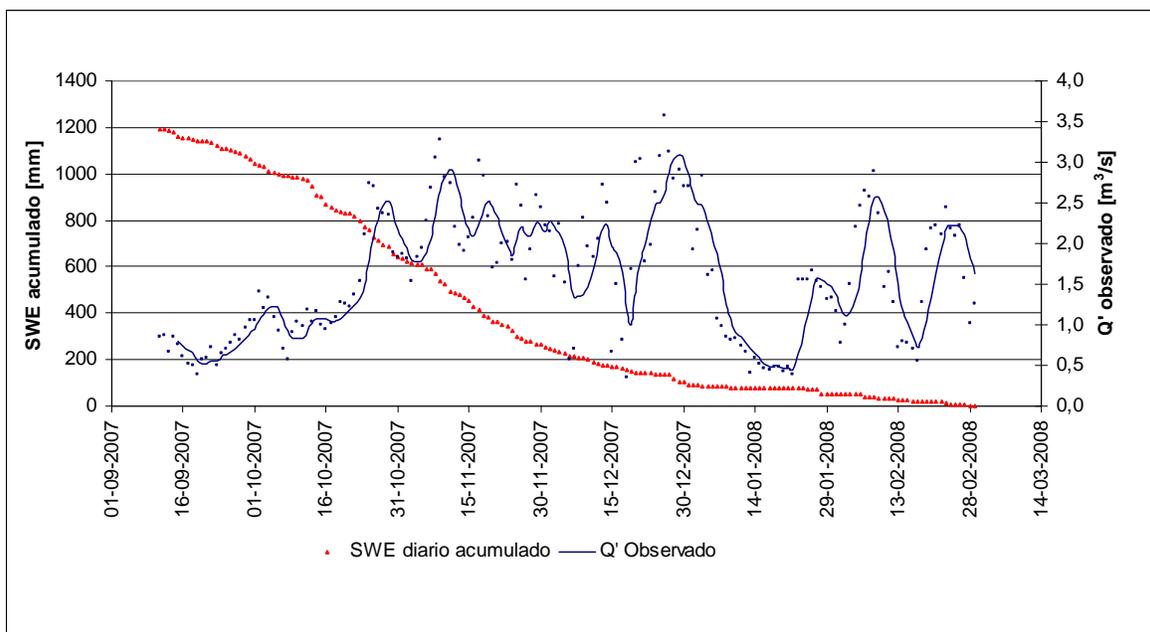


Figura 5.11: SWE medio diario acumulado caso 3 y Q' observado

Para el reemplazo de información se clasificaron los días en 3 tipos:

- Días totalmente descubiertos: son aquellos días donde ningún píxel sobre la cuenca se encuentra cubierto con nubes, y por lo tanto no fue necesario realizar reemplazo de información alguno.
- Días parcialmente cubiertos: se refiere a aquellos días en donde solo algunos píxeles de la cuenca se encuentran tapados con nubes, y por lo tanto se debe realizar un reemplazo de información parcializada tal como se mostró en ecuación 5.4.
- Días totalmente cubiertos: son aquellos días en que la totalidad de los píxeles sobre la cuenca se encuentran cubiertos con nubes, por lo que se hace necesario realizar un reemplazo total de información con el día inmediatamente posterior que se encuentre descubierto total o parcialmente.

Durante este primer ciclo de derretimiento la cuenca en la mayoría de los días se encontraba totalmente descubierta. En la tabla 5.4 se muestra el desagregado del porcentaje de días según la clasificación dada.

| | Nº días | Porcentaje | Cobertura nubosa |
|-------------------------|---------|------------|------------------|
| Totalmente descubiertos | 106 | 61,6% | 0% |
| Parcialmente cubiertos | 45 | 36,2% | 1%-99% |
| Totalmente cubiertos | 21 | 12,2% | 100% |
| Total | 172 | 100% | |

Tabla 5.4: Clasificación de días según cobertura nubosa para el ciclo I.

En la figura 5.12 se presenta la cobertura nubosa en la cuenca en función del tiempo, como se observa la mayoría de la nubosidad se concentra en el período septiembre-noviembre. Lo anterior es acorde con el desarrollo de la primavera cordillerana, caracterizada por importantes vientos y generación de nubosidad, especialmente en las partes altas de la cordillera.

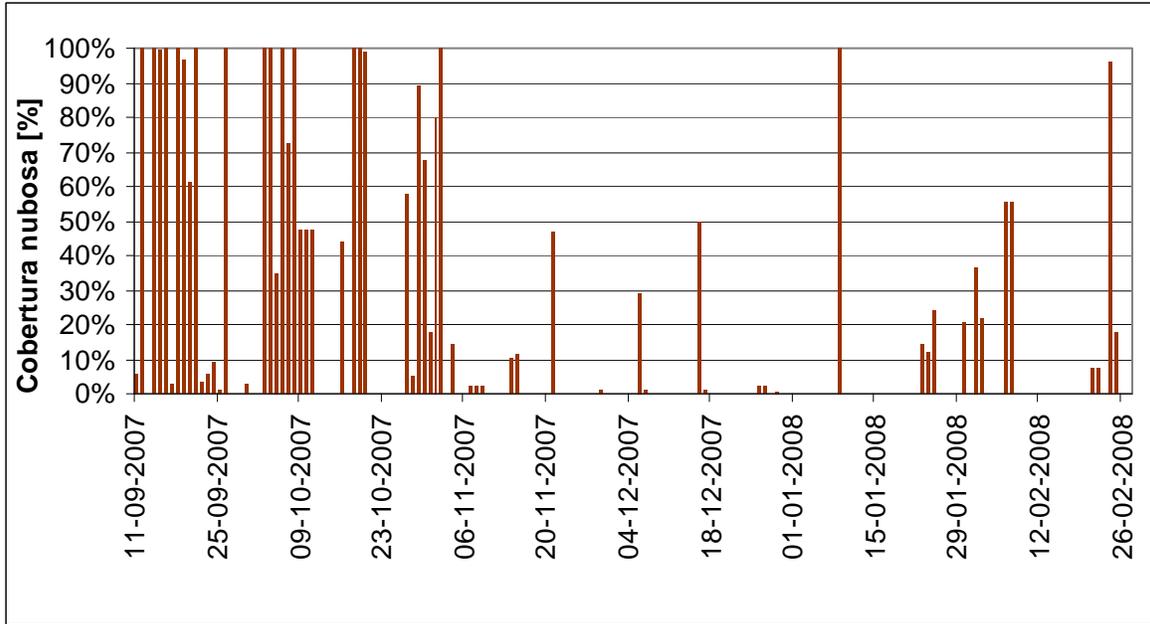


Figura 5.12: Cobertura nubosa en el tiempo en la cuenca del estero Navarro.

Cabe tomar en cuenta de que la cobertura nubosa es aquella medida a la hora de observación del satélite, que es cercana a las 10:00 a.m. para el módulo Terra y 2:00 p.m. para el módulo Aqua. Entonces la cobertura nubosa se está suponiendo constante durante todo el día e igual al valor medido al momento de realizar la observación satelital.

5.2.4. Discusión de resultados: selección del mejor caso.

De manera de mostrar de mejor manera los resultados, éstos se muestran de forma consolidada: en la figura 5.13 se grafica en forma de barras los flujos potenciales medios diarios de derretimiento asociados a la cuenca, y en la figura 5.14 la respuesta de equivalente en agua acumulado para cada uno de los casos.

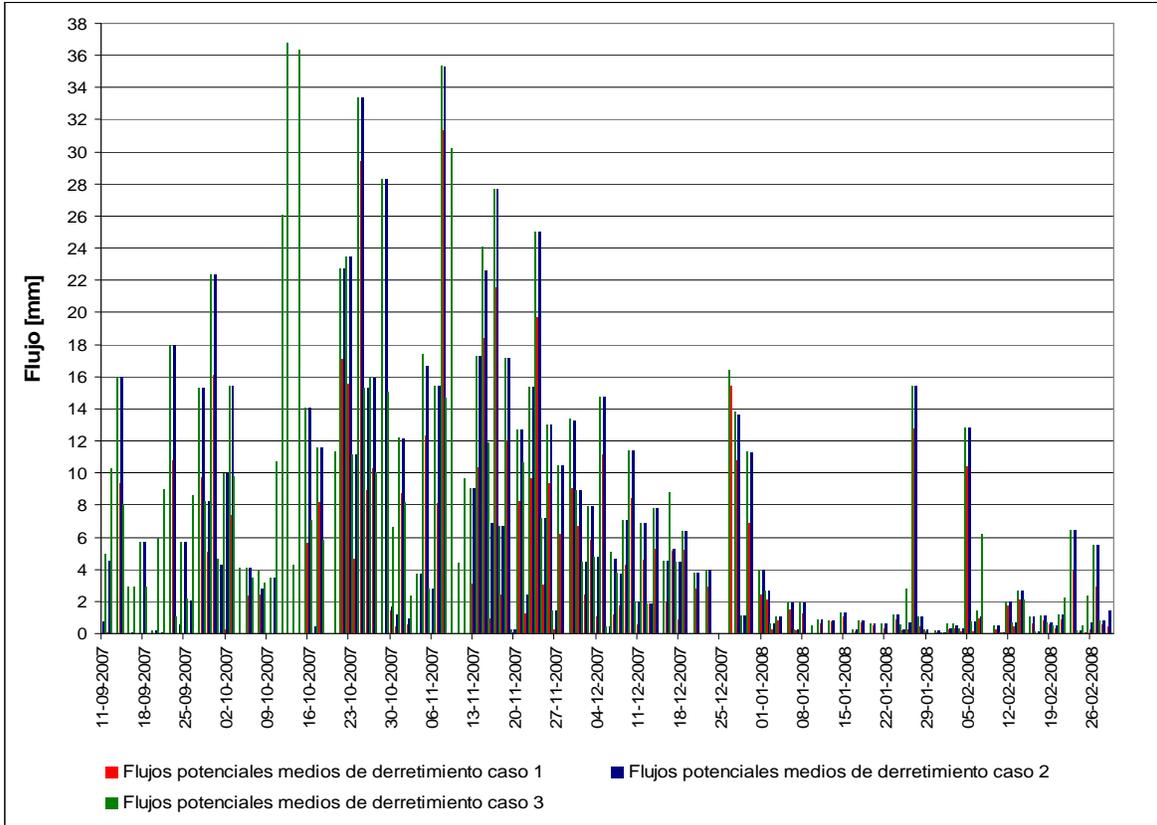


Figura 5.13: Flujos potenciales medios diarios de derretimiento. Todos los casos.

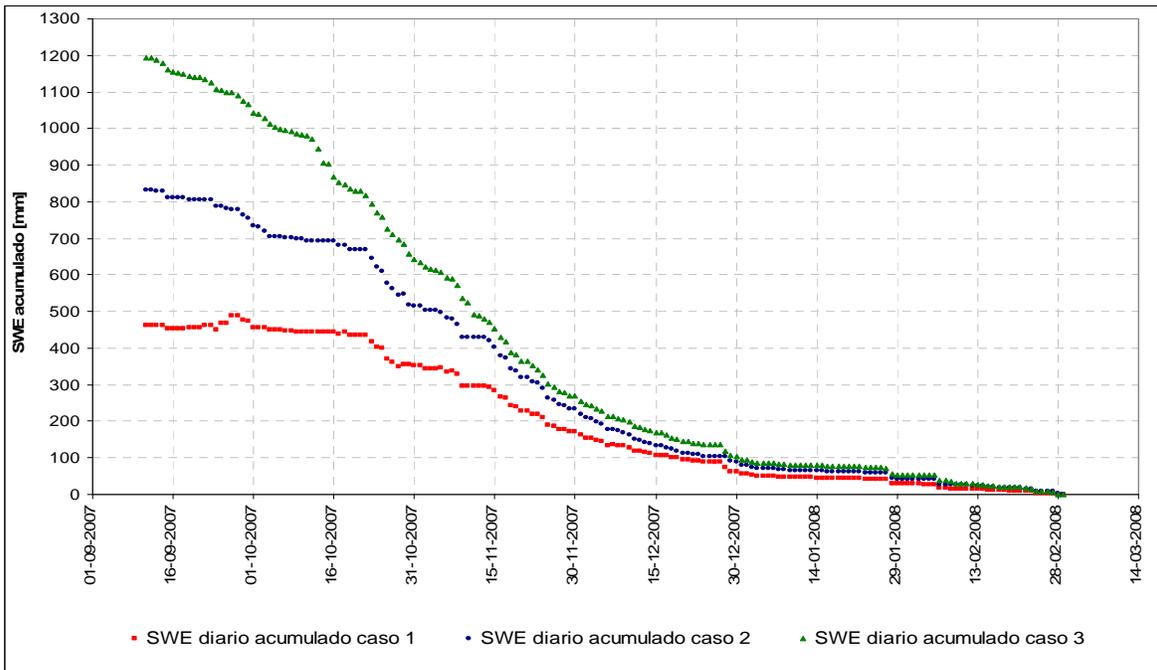


Figura 5.14: Reconstrucción del SWE diario acumulado. Todos los casos.

Como se observa en la figura 5.14 las mayores diferencias de estimación entre los SWE acumulados se concentran al inicio del período de estiaje, mientras que al final del período las diferencias entre los 3 casos son prácticamente imperceptibles. Esto, obviamente, se debe principalmente a que al inicio del período existe un mayor potencial de derretimiento disponible que al término del período de derretimiento.

Para saber cual caso es el que representa mejor la realidad de la dinámica del equivalente en agua acumulado en el tiempo, es posible realizar una comparación por medio de volúmenes acumulados.

Dado que se ha estimado el caudal para el período de deshielo en la cuenca del estero Navarro por medio de una transposición por área nival con la cuenca del estero Juncal en Juncal (Q' observado), es posible transformar ese caudal como volumen acumulado observado' en función del tiempo.

Q' observado se encuentra a nivel medio diario por lo que al multiplicar por la cantidad de segundos del día se obtendrá el volumen acumulado diario observado'. Con el objeto de reducir las unidades, se expresan los resultados como millones de m^3 , como se muestra en la ecuación 5.5.

$$V_{\text{acumulado observado}}(t) = \frac{\sum_{t=1}^n Q' \cdot t}{10^6} \text{ [mill. } m^3 \text{]} \quad (5.5)$$

Por otro lado el volumen modelado corresponde al volumen obtenido a través del equivalente en agua acumulado en función del tiempo multiplicado por el área de la cuenca (ecuación 5.6).

$$V_{\text{potencial acumulado mod elado}}(t) = \frac{SWE_{\text{acumulado}}(t) \text{ [mm]} \cdot \text{Área cuenca [Km}^2 \text{]}}{1000} \text{ [mill. } m^3 \text{]} \quad (5.6)$$

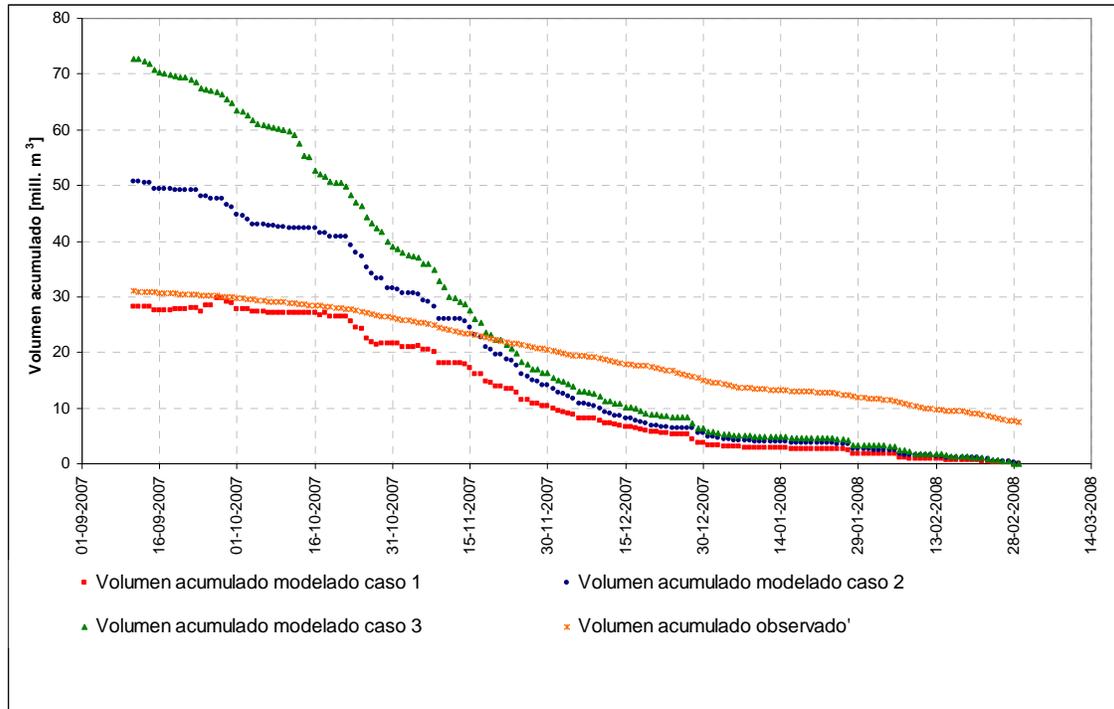


Figura 5.15: Comparación volumen acumulado caso 1, caso 2, caso 3 y volumen observado a través de una transposición por área nival (volumen observado')

Por otra parte, también es posible realizar comparaciones de caudal. Si los flujos potenciales de derretimiento medios diarios se multiplican por el área nival promedio para ese día, se obtendría en teoría el flujo de escorrentía de deshielo medio asociado. Desde luego esta escorrentía representará lo que se encuentra disponible para deshielo y no necesariamente lo que se transformará en escorrentía superficial de deshielo. Esto se debe a que este balance no considera, en términos de caudal, otros caudales efluentes tales como; infiltración, sublimación, evaporación, etc.

$$Q_{\text{potencial derretimiento}}(t) = 0,116 \cdot Mv(t) \cdot \overline{A_n} \quad [m^3/s] \quad (5.7)$$

En dónde:

- $Q_{\text{potencial derretimiento}}$: Caudal potencial de derretimiento medio diario. [m^3/s]
- $Mv(t)$: Flujo potencial de derretimiento medio diario. [mm/día]
- $\overline{A_n}$: Área nival media de la cuenca. [Km^2]
- 0,116 : Factor de conversión para unidades métricas.

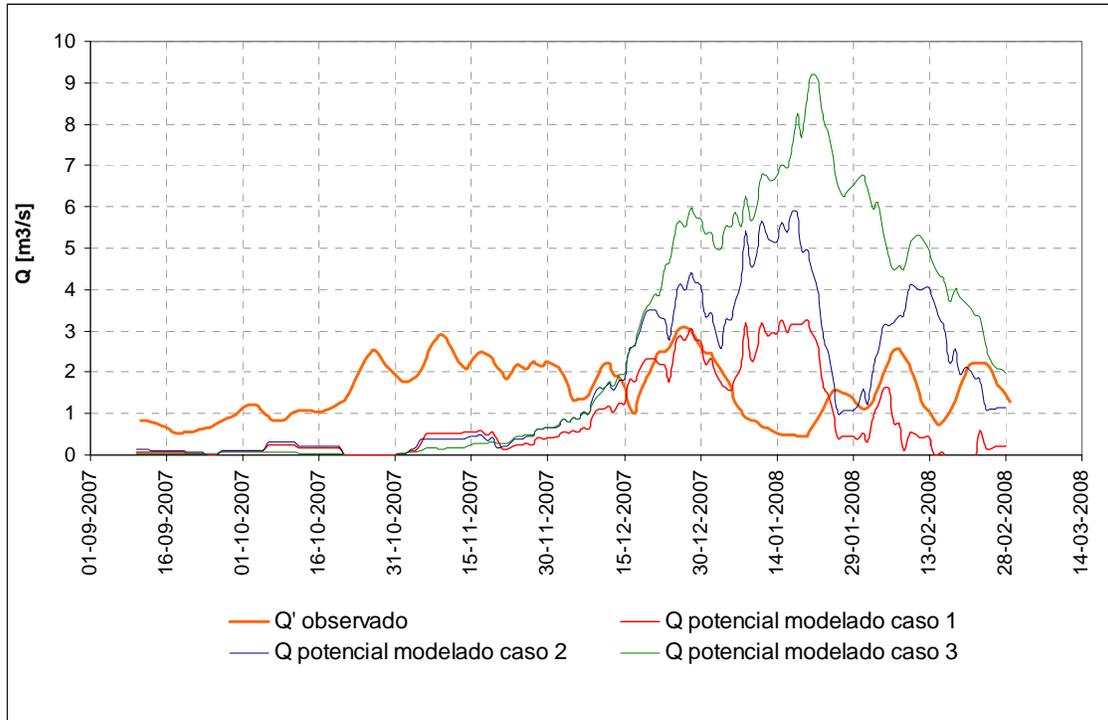


Figura 5.16: Comparación caudales potenciales modelados caso 1, caso 2, caso 3 y caudal obtenido a través de una transposición por área nival (Q' observado).

Para determinar cual de los 3 casos es el que se ajusta de mejor manera a lo observado en la realidad, se deben plantear hipótesis que validen o rechacen las condiciones propuestas en cada uno de los casos.

El modelo de reconstrucción de equivalente en agua utilizado parte de la base que no se están considerando los flujos de infiltración, sublimación y evaporación. Por lo que en términos de volumen acumulado, al inicio de período de derretimiento el volumen modelado debe ser mayor que el volumen observado, dado que éste último si está incluyendo las pérdidas no controladas (indicadas anteriormente). En el fondo se plantea la lógica de que no necesariamente la totalidad de los flujos potenciales de derretimiento (en forma de SWE acumulado) se verán reflejados como escorrentía superficial (en forma de volumen acumulado). Bajo el razonamiento anterior, y considerando la figura 5.17, se entiende que el caso 1 queda descartado de ser un caso probable, dado que la curva de volumen acumulada modelada en su totalidad va por debajo de la curva de volumen observada.

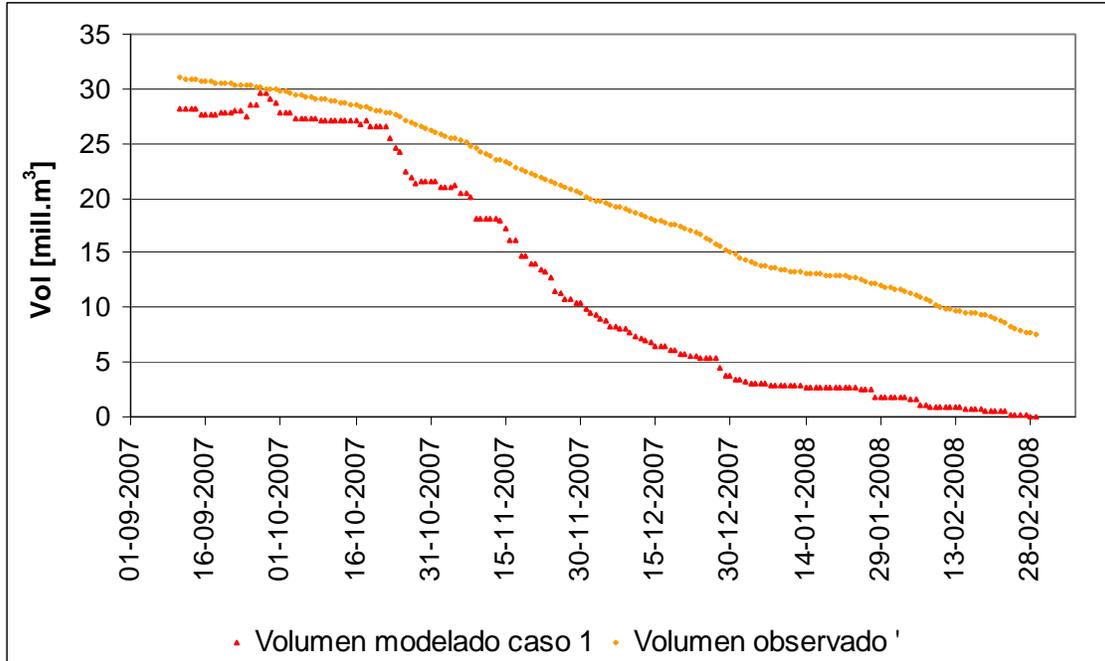


Figura 5.17: Comparación volumen modelado caso 1 versus volumen observado'.

A continuación, se debe plantear otra hipótesis que permita discriminar la exactitud del caso 2 y caso 3. Schmidt y otros (1998) estimaron que el 20% del equivalente en agua al inicio del período de deshielo se perdía debido a la sublimación del manto durante un período de acumulación de 40 días en una cuenca piloto en Colorado, Estados Unidos.

Bajo la lógica propuesta por Schmidt, si se incluyera sólo los efectos de sublimación al inicio del período de deshielo, el volumen inicial acumulado debería ser un 20% sobre el volumen observado a través de una transposición por área nival. Lo anterior significa que el volumen inicial acumulado debe ser cercano a los 38 mill.m³.

Al analizar figura 5.18 es posible observar que al inicio del período de deshielo el caso 2 estima el volumen de agua acumulado en 50 mill.m³, mientras que el caso 3 indicaría un estimado de 73 mill.m³.

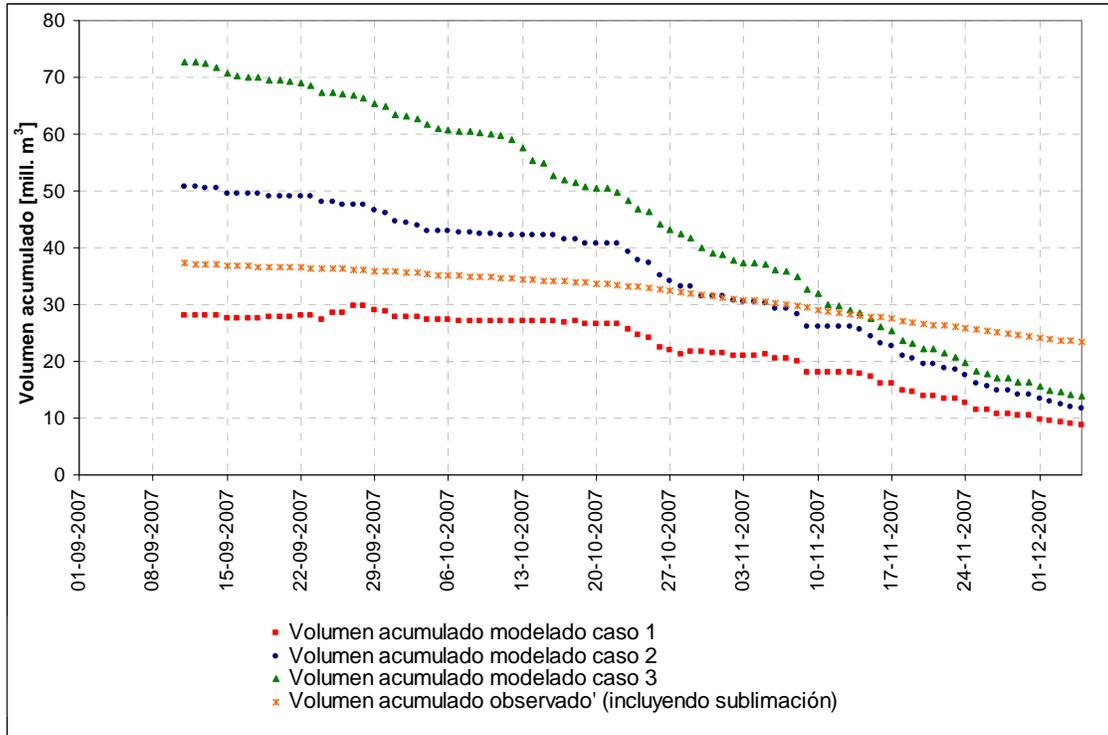


Figura 5.18: Volumen acumulado al inicio del período de deshielo. Caso 1, caso 2, caso 3 y volumen observado'

Al inicio del período de deshielo el caso 2 muestra un 32% de sobreestimación del volumen inicial, mientras que el caso 3 casi lo duplica llegando a una sobreestimación volumétrica del 92%. Esta diferencia es fundamental para determinar la validez de los casos.

Un 32% de sobreestimación en el volumen inicial modelado es un valor razonable considerando que en ese 32% se deben encontrar las pérdidas volumétricas de evaporación, infiltración y sublimación, y cualquier otra no haya sido posible medir. A pesar de que no es posible cuantificar tales pérdidas, un 32% del volumen máximo de acumulación pareciera ser un valor totalmente razonable. Por otro lado, una sobreestimación del 92% se cree excesiva considerando que los valores típicos de infiltración en una cuenca bordean el 20% al 40% del total del volumen inicial acumulado (DeWalle y Rango, 2008). Tomando en cuenta lo anterior, se cree que el caso que mejor se ajusta a la dinámica de acumulación volumétrica y reconstrucción del equivalente en agua en la cuenca es el caso 2.

La determinación de los flujos subsuperficiales es una tarea difícil de ejecutar, y se cree absolutamente necesaria para cuencas que poseen gran acumulación de agua en forma de nieve,

dado que afectan de sobremanera las modelaciones volumétricas en el tiempo. Debido a las reducidas permeabilidades en la mayoría de las rocas presentes en acuíferos no confinados, el agua que algún día se infiltró puede demorar meses o incluso años antes de volver a aparecer y reflejarse como escorrentía superficial (DeWalle y Rango, 2008). Por otra parte, prolongados períodos de derretimiento pueden causar condiciones de saturación en el nivel freático, originando que importantes flujos subsuperficiales afloren por diferencia de presiones una vez que la superficie no se encuentre saturada (figura 5.20), generando así aportes de escorrentía superficial incluso después de que la cobertura nival ha desaparecido. Lo anterior puede explicar las diferencias de volumen modelado y observado al final del período del primer ciclo derretimiento mostrado en la figura 5.19.

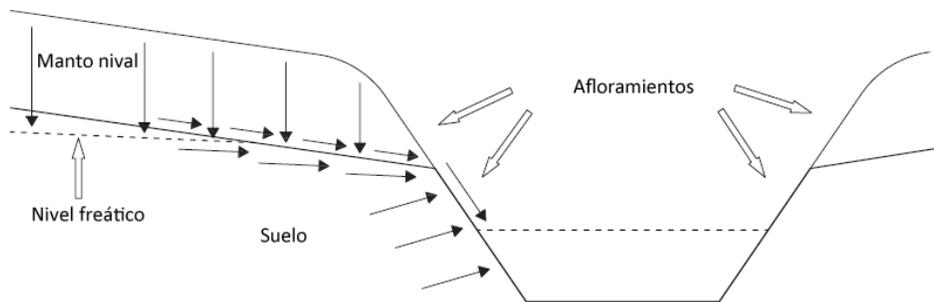


Figura 5.19: Esquema de la dinámica del flujo subsuperficial bajo condiciones saturadas. Modificado DeWalle y Rango, 2008.

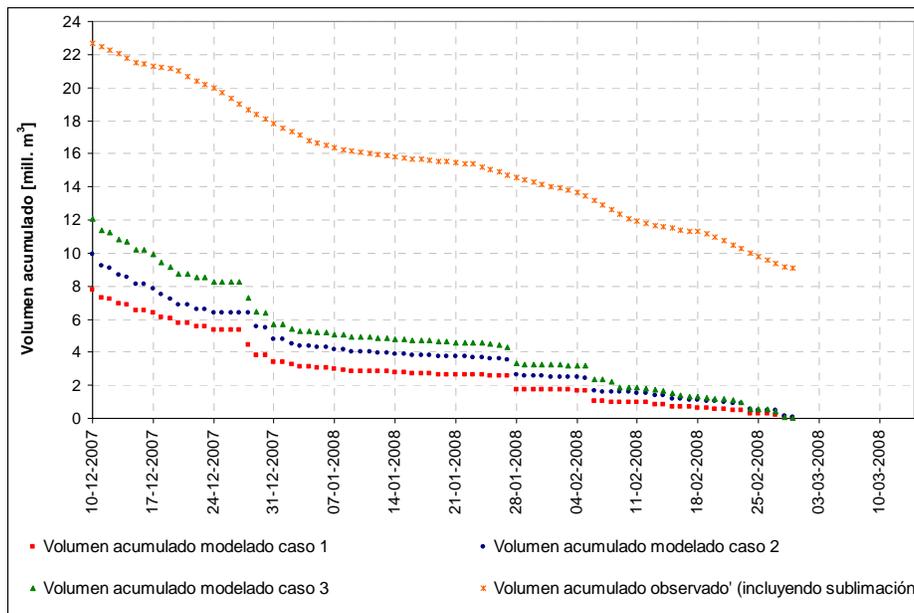


Figura 5.20: Volumen acumulado al final del primer ciclo de derretimiento. Caso 1, caso 2, caso 3 y volumen observado'

Finalmente, el elegir el caso 2 como el caso que mejor representa la dinámica de reconstrucción del equivalente en agua de la nieve, implica que la metodología de reemplazo de información utilizada en el caso 3 no es la más adecuada, puesto que genera una sobreestimación demasiado alta del volumen de escorrentía acumulado .

5.3. RECONSTRUCCIÓN DEL EQUIVALENTE EN AGUA PARA EL SEGUNDO PERÍODO DE DERRETIMIENTO: 10 SEPTIEMBRE 2008-28 FEBRERO 2009.

Dado que ya se determinó que el caso 2 es el que mejor representa la dinámica de reconstrucción del equivalente en agua de la nieve, para el segundo ciclo de derretimiento se seguirá la misma dinámica aplicada en el ciclo anterior pero sólo para el caso 2, vale decir aquel que toma consideraciones sobre la temperatura de la nieve, temperatura del aire y los flujos potenciales de derretimiento.

Por otro lado, vale la pena mostrar las variables más representativas de la modelación: radiación solar incidente, radiación termal incidente media diaria, cobertura nival media diario y albedo medio diario. En la figura 5.21 se muestra la radiación solar incidente, en la 5.22 el comportamiento medio diario en la cuenca de la cobertura nival, albedo y radiación termal incidente.

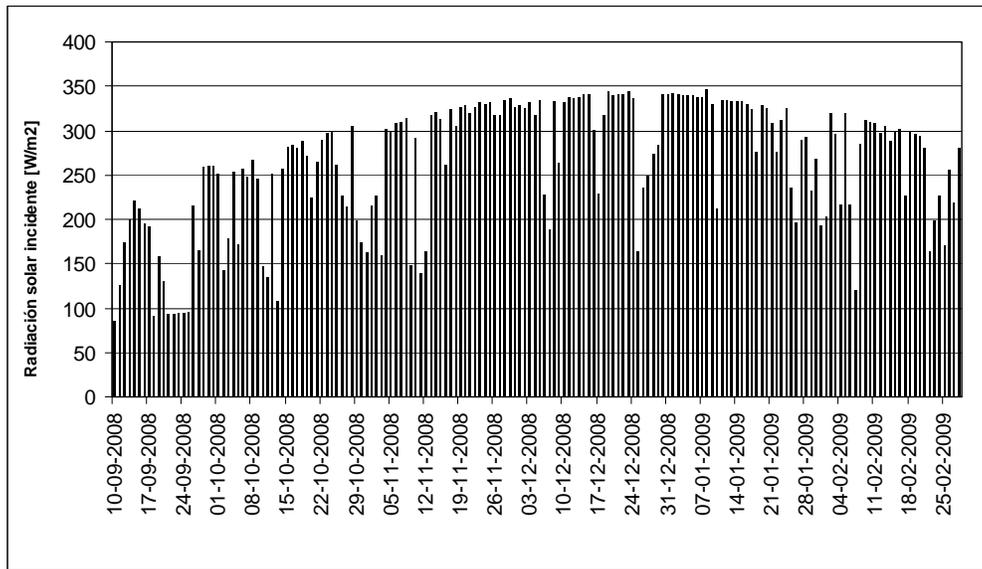


Figura 5.21: Radiación solar incidente a una elevación de 2.566 msnm. Segundo ciclo derretimiento

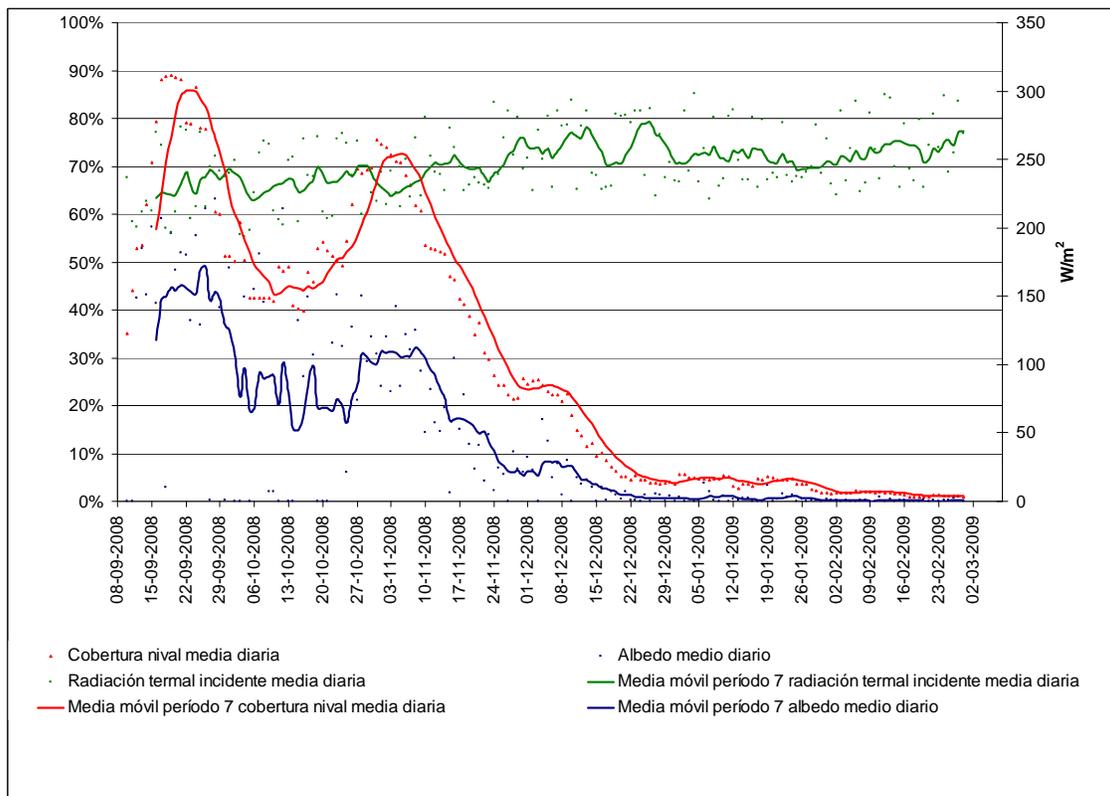


Figura 5.22: Cobertura nival media diaria (rojo), albedo medio diario (azul), radiación termal incidente media diaria (verde).Ciclo 2.

En la figura 5.23 se muestran los flujos potenciales medios diarios de derretimiento asociados a la cuenca, y en la figura 5.24 su respuesta como equivalente en agua acumulado.

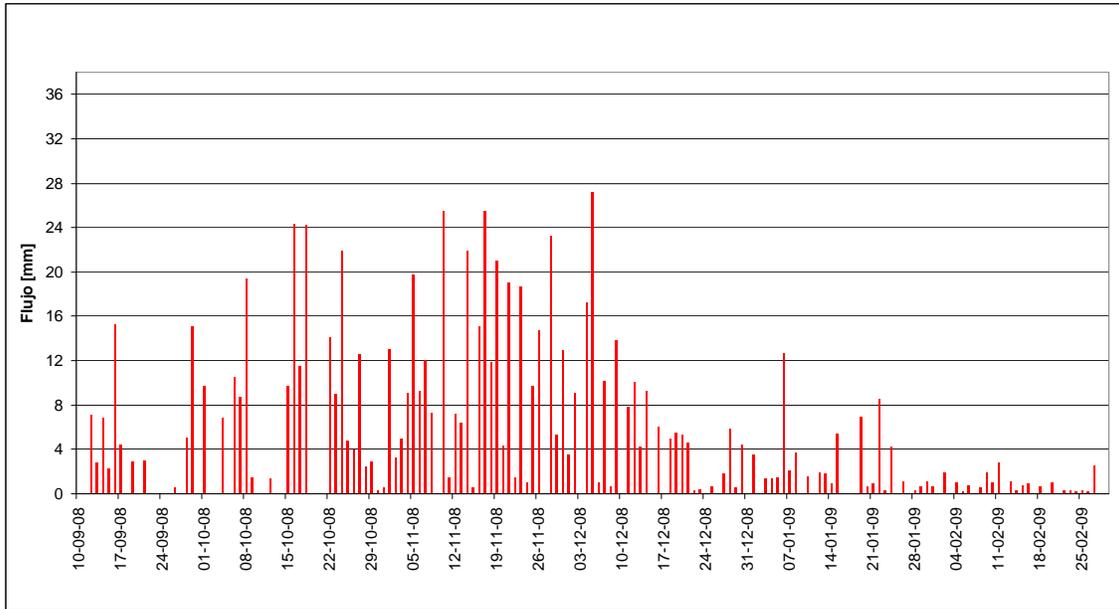


Figura 5.23: Flujos potenciales de derretimiento

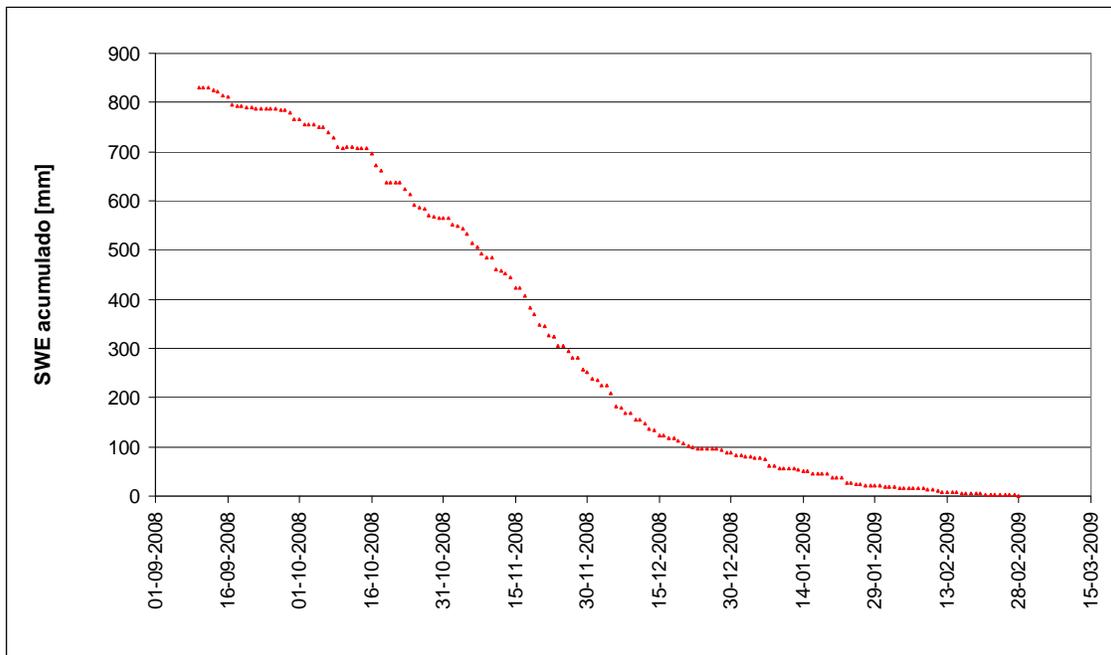


Figura 5.24: Reconstrucción del equivalente en agua acumulado.

En la figura 5.22 se muestra el comportamiento de las variables fundamentales que condicionan la disponibilidad de equivalente en agua para cada píxel. De ellas se observa que el comportamiento del albedo se relaciona con la tendencia de la cobertura nival, lo cual tiene sentido si se considera que el albedo del manto nival varía desde 0,95 para la nieve fresca a 0,45 para la nieve vieja y poco profunda (DeWalle y Rango, 2008). Por otro lado, si se compara la curva del albedo medio diario con la curva media diaria del albedo se puede observar que ésta última presenta un mayor ruido que la otra. Lo anterior se debe principalmente a lo dificultoso que resulta ser la estimación del albedo por medio de sensores remotos, dado que es afectado por una serie de factores que se escapan de mediciones remotas (DeWalle y Rango, 2008).

En las siguientes figuras (5.25 – 5.28) se muestra la característica más importante del modelo: la posibilidad de evaluar espacial y temporalmente la reconstrucción del equivalente en agua. Para ello, se eligen 8 días al azar para presentar las imágenes. Sin embargo, se ha tomado la precaución de asignar una separación de tiempo constante, el cual en este caso se ha establecido cada 25 días. En ellas es posible observar la evolución temporal del equivalente en agua acumulado dentro de la cuenca, cumpliéndose el hecho de que la reducción del equivalente en agua acumulado (es decir, derretimiento) comienza primero en los lugares más bajo de la cuenca, para ir avanzando hacia los lugares más elevados.

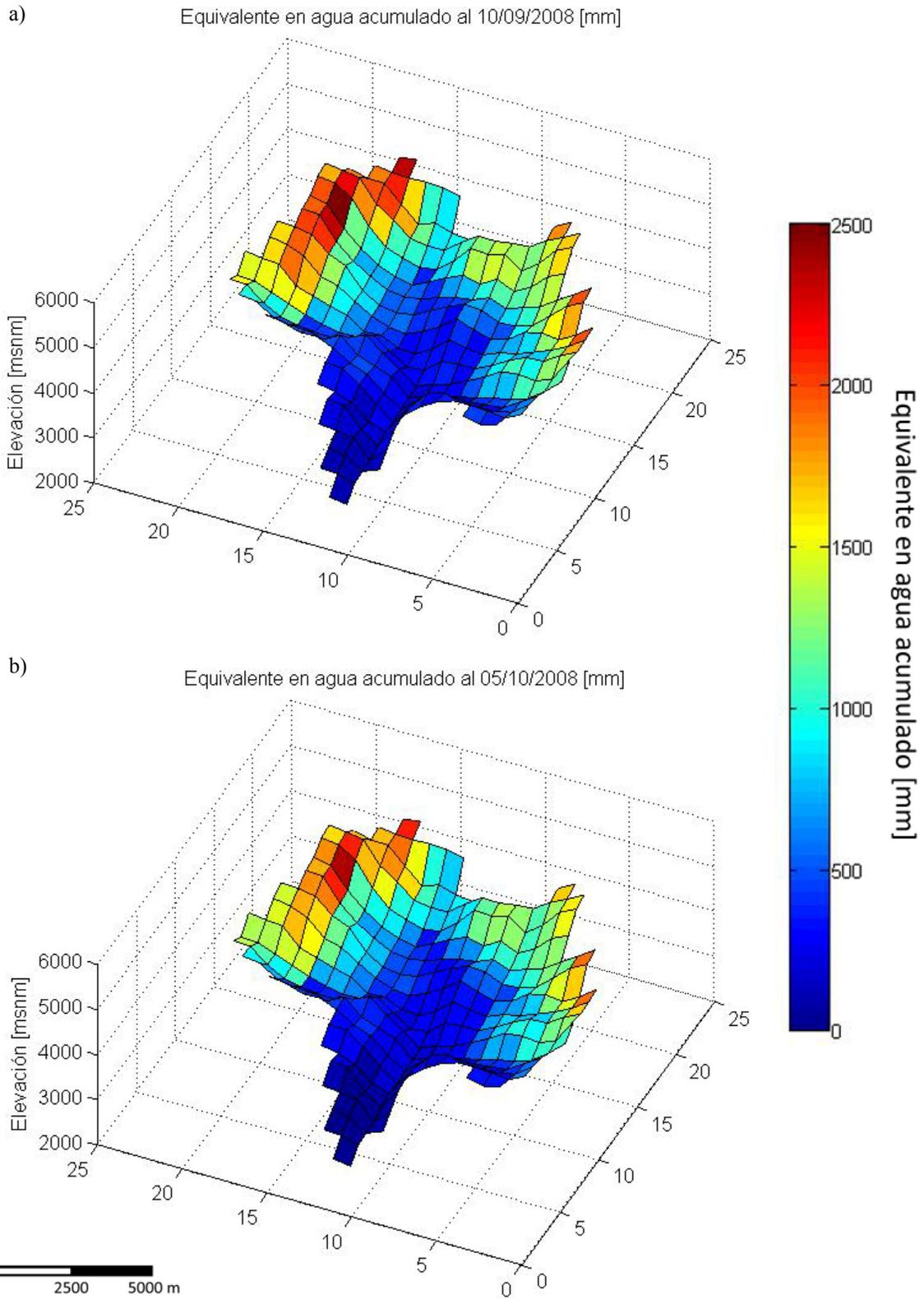


Figura 5.25: Distribución espacial del equivalente en agua acumulado para a) 10/09/2008, b) 05/10/2008.

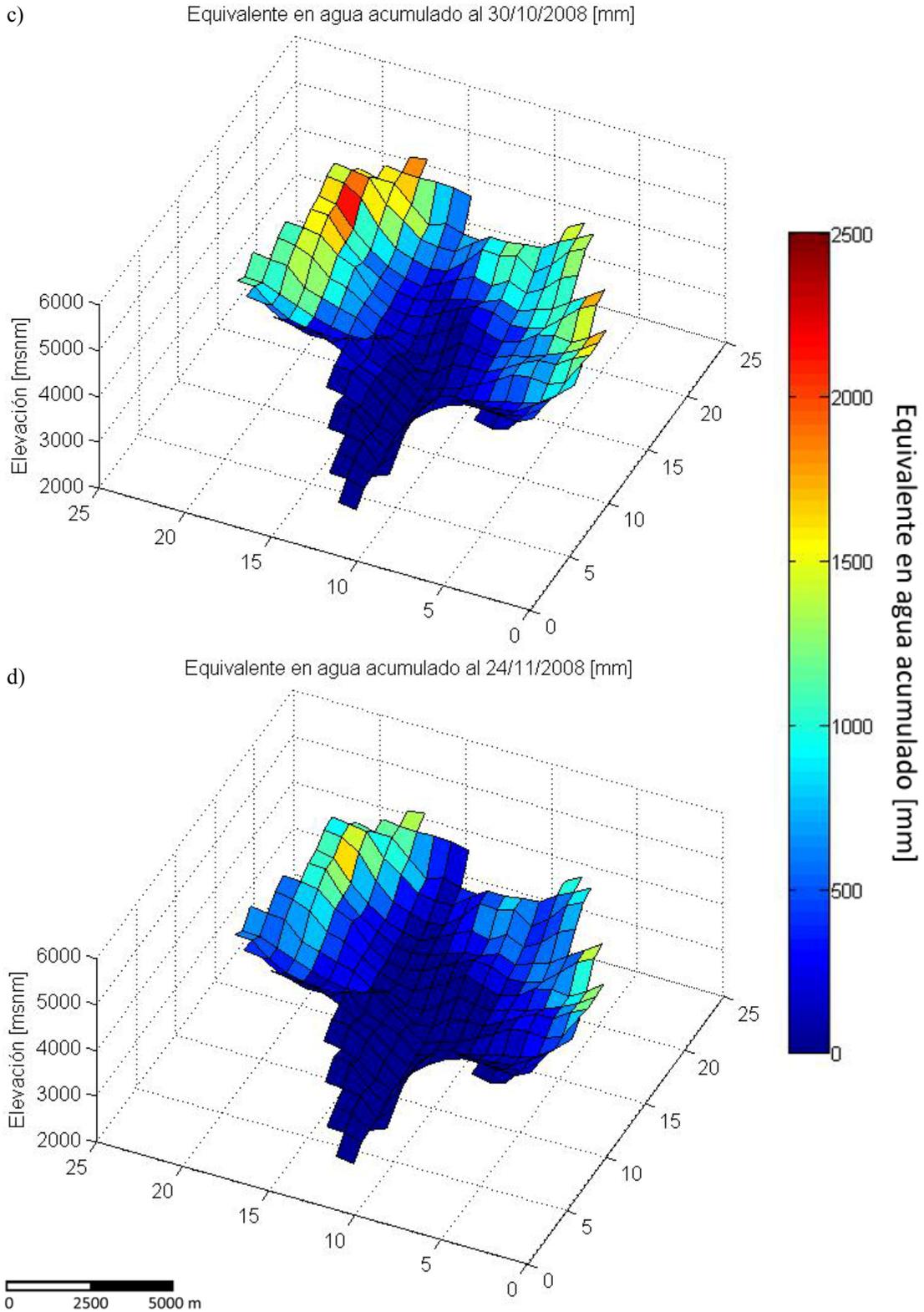


Figura 5.26: Distribución espacial del equivalente en agua acumulado para c) 30/10/2008, d) 24/11/2008.

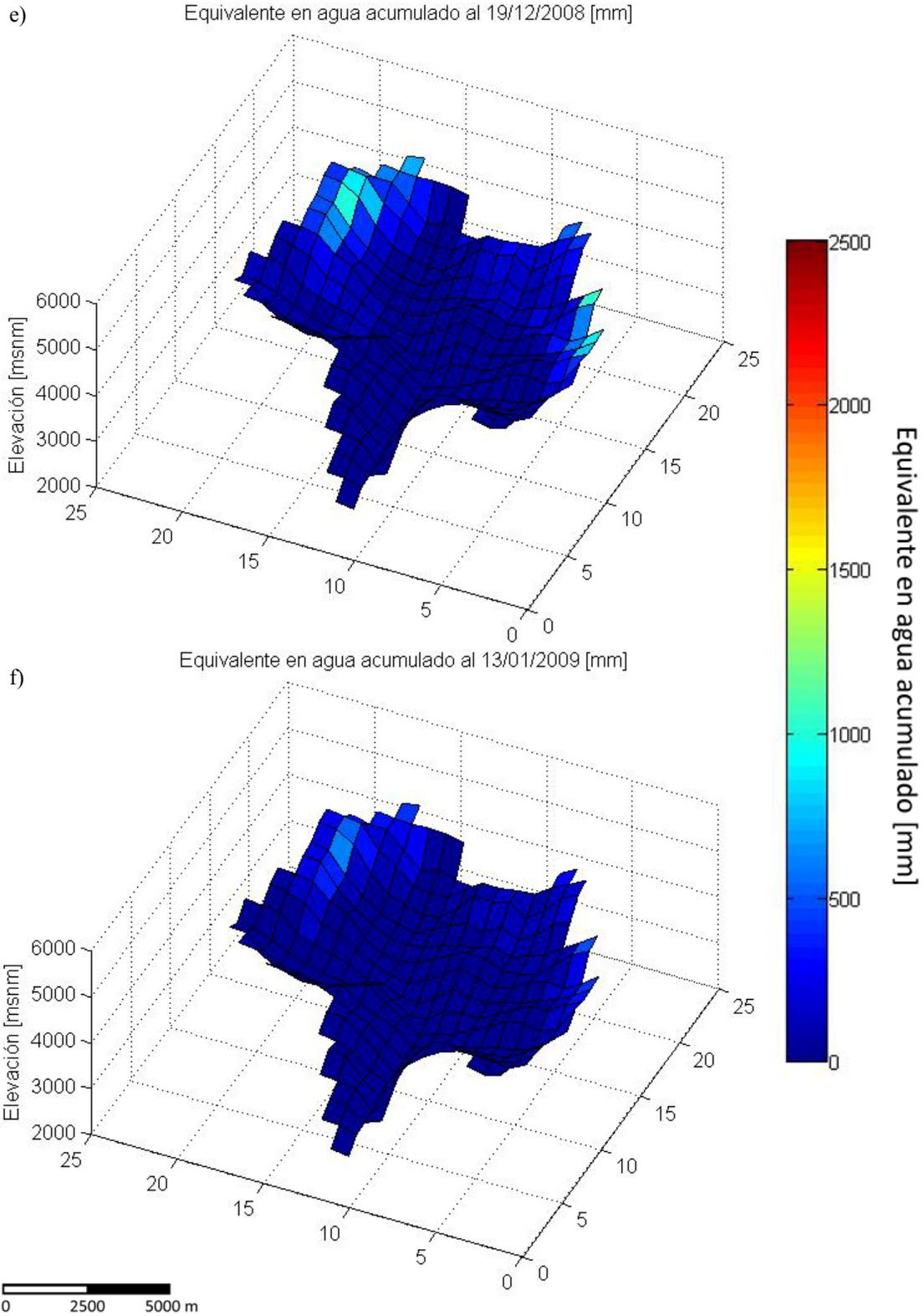


Figura 5.27: Distribución espacial del equivalente en agua acumulado para e) 30/10/2008, f) 24/11/2008.

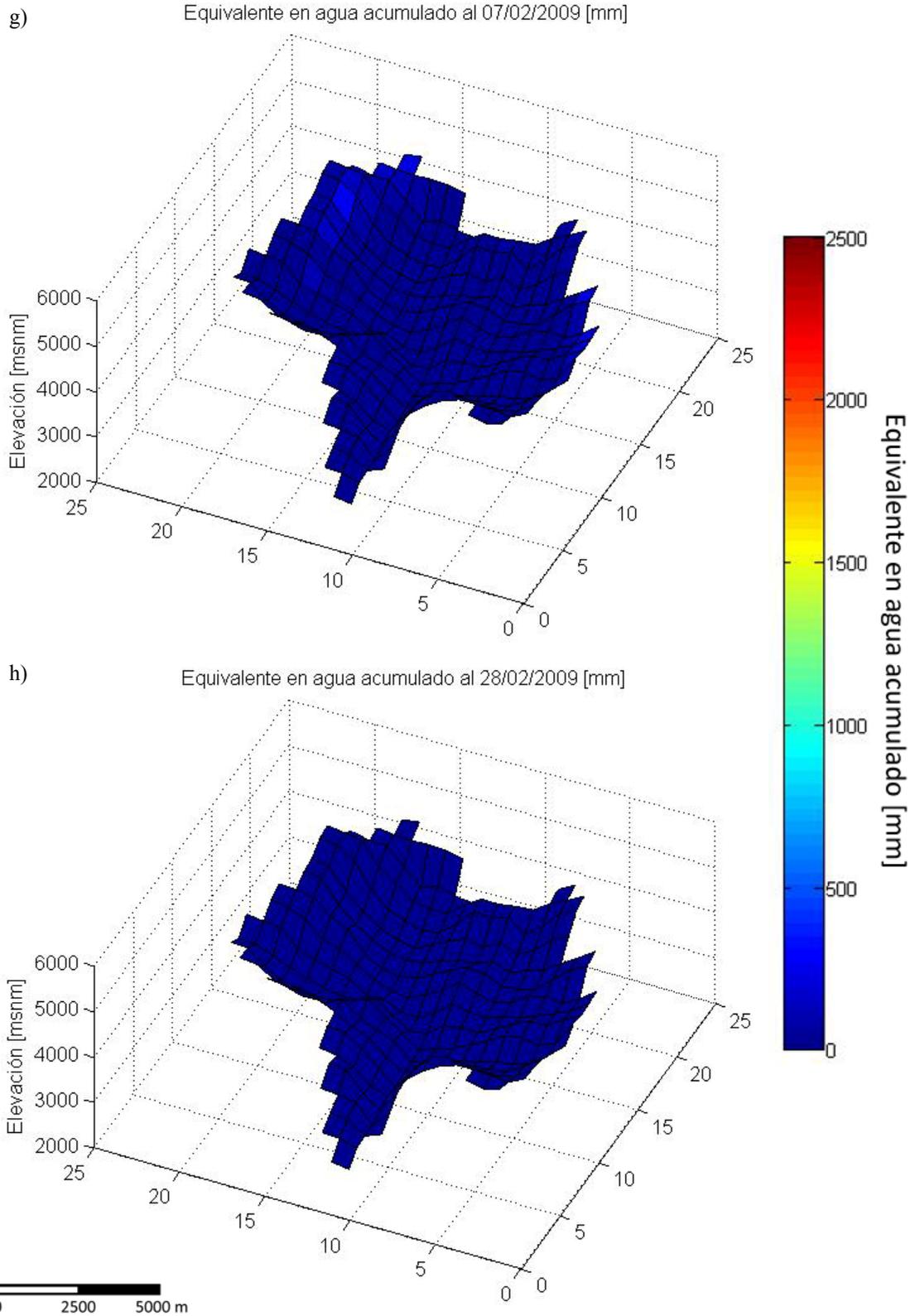


Figura 5.28: Distribución espacial del equivalente en agua acumulado para e) 07/12/2009, f) 28/02/2009.

Al analizar distribución espacial del equivalente en agua, en primera instancia es adecuada. En la figura 5.29 se observa que los mayores valores de equivalente en agua se encuentran en las mayores elevaciones de la cuenca y descienden en altitud, lo cual tiene sentido considerando que las precipitaciones aumentan con la elevación del terreno y la temperatura desciende, favoreciendo así la acumulación de nieve y por lo mismo el incremento en equivalente en agua.

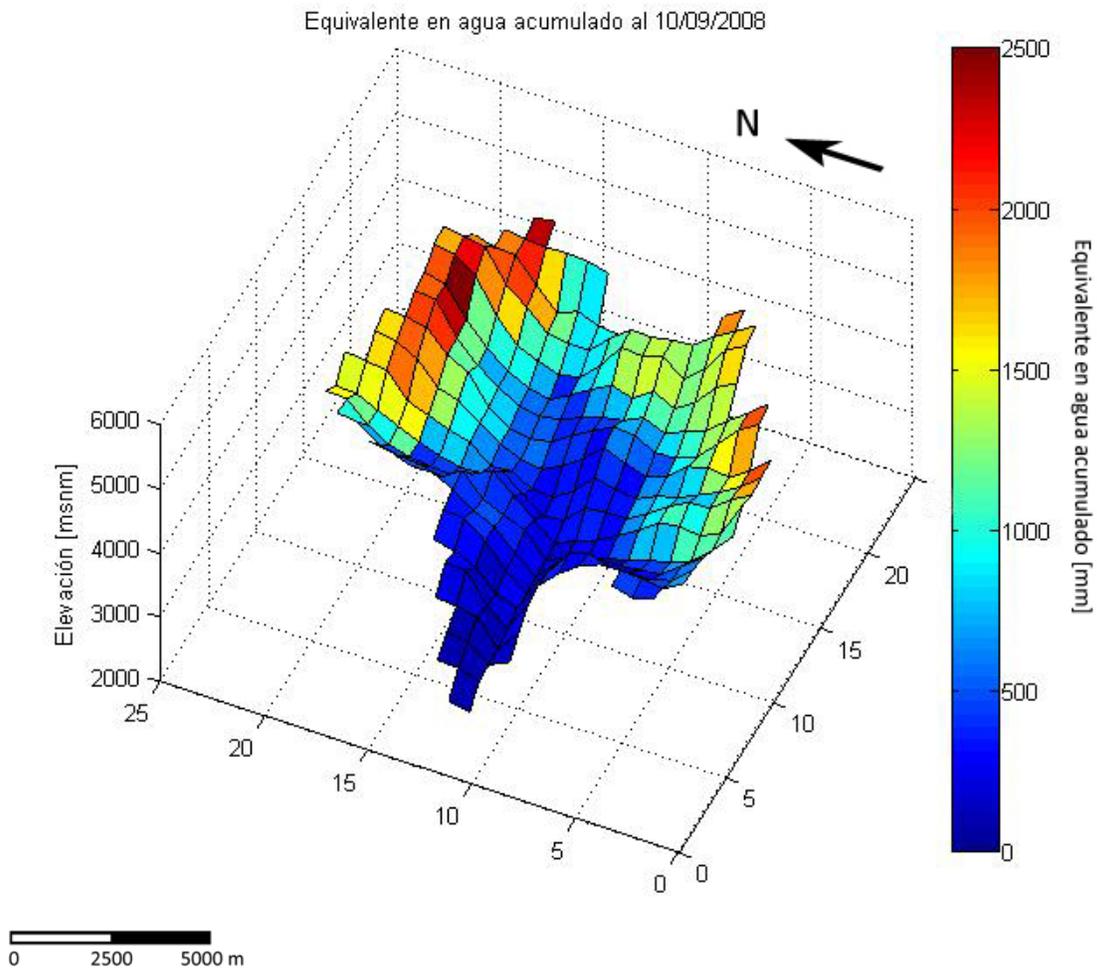


Figura 5.29: Equivalente en agua acumulado al inicio del segundo ciclo de derretimiento (10/09/2008). Se indica la dirección del norte geográfico.

Por otra parte, se observa que las laderas de la cuenca que apuntan hacia el norte tienen una menor acumulación del equivalente en agua. Lo anterior es concordante con el hecho de que aquellas laderas que apuntan hacia el norte están más expuestas a la radiación solar lo que determina una disminución del espesor del manto más rápida que aquellas laderas que apuntan hacia el sur dado que se encuentran afectas a la sombra que sus cumbres proyectan.

Es claro que existe una fuerte influencia topográfica en la distribución espacial del equivalente en agua, y su modelación debe ser precisa si se requieren resultados más acotados. La topografía controla la elevación, pendiente, aspecto y exposición solar de la superficie del manto nival. Estos parámetros pueden influenciar significativamente en el balance energético, y por ende, en la generación de los flujos potenciales de derretimiento a lo largo de la cuenca. Debido a que la mayoría de las cuencas con importantes acumulaciones nivales se encuentran en zonas montañosas, correcciones debido a los efectos topográficos se tornan importantes cuando se trata de desarrollar modelos espacialmente distribuidos de flujos potenciales de derretimiento.

El principal efecto del gradiente topográfico es que la inclinación de la pendiente y su variación en el cenit solar variarán el intercambio de radiación directa, radiación difusa, radiación de onda larga y radiación de onda corta (figura 5.30), sin contar con que el relieve topográfico conducirá a la proyección de sombras sobre la superficie del manto nival. Por otra parte, la cantidad y tipo de precipitación, temperaturas y radiaciones de onda corta y onda larga que son usadas en la computación del balance de energía sobre el manto son afectadas por la elevación y la orientación de la pendiente topográfica.

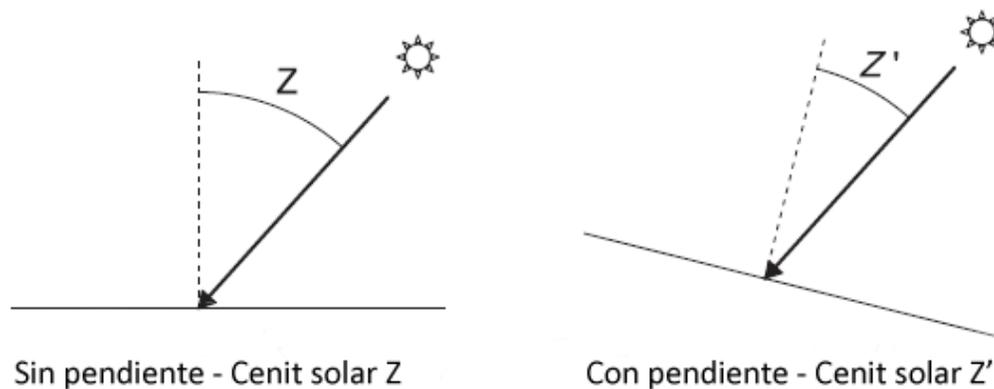


Figura 5.30: Efecto de la pendiente topográfica en el cenit solar.

Finalmente, a pesar de que gradientes de radiación y temperaturas fueron usados para ajustar la información en función de la elevación del píxel, ellos no son fijos y variarán en función de la hora del día, condiciones meteorológicas, cobertura nubosa y otras condiciones muy difíciles de parametrizar.

5.4. MODELACIÓN EN CUENCA VECINA: CUENCA DEL ESTERO OJOS DE AGUA

Con el objeto de realizar comparaciones en el funcionamiento y ejecución del modelo, se propone aplicar la modelación en la cuenca del estero Ojos de Agua. Esta cuenca se encuentra localizada a 11 Km. al noroeste de la base de la cuenca del estero Navarro, lo que se observa en la figura 5.31.

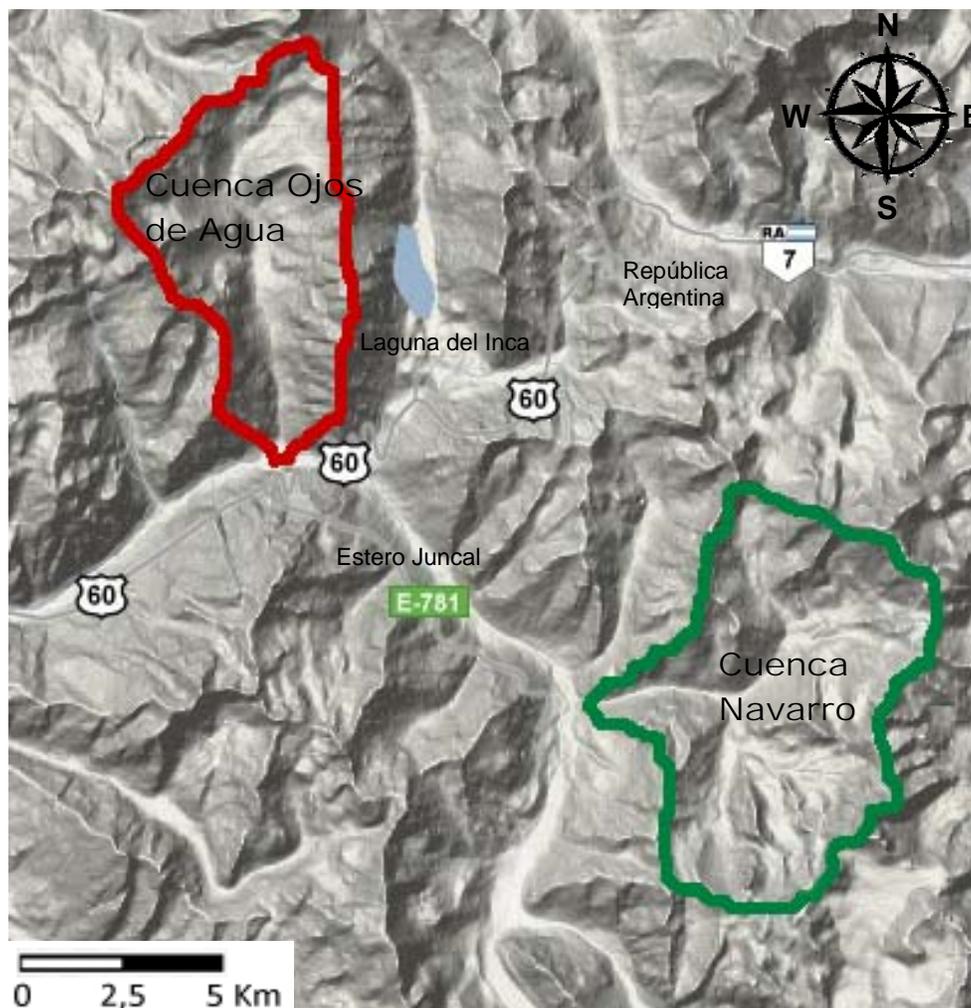


Figura 5.31: En rojo límites de la cuenca del estero Ojos de Agua y en verde límites de la cuenca del estero Navarro.

Según modelaciones en software WMS 7.1, la cuenca del estero Ojos de Agua posee un área aproximada de 39 km², y su rumbo general es de norte a sur con una pendiente media del 25%. Su elevación media alcanza los 3.150 msnm; se desarrolla entre los paralelos 32°46' y 32°51' de latitud sur y los meridianos 70°13' y 70°09' de longitud oeste. En la figura 5.32 se muestra su localización y caracterización topográfica.

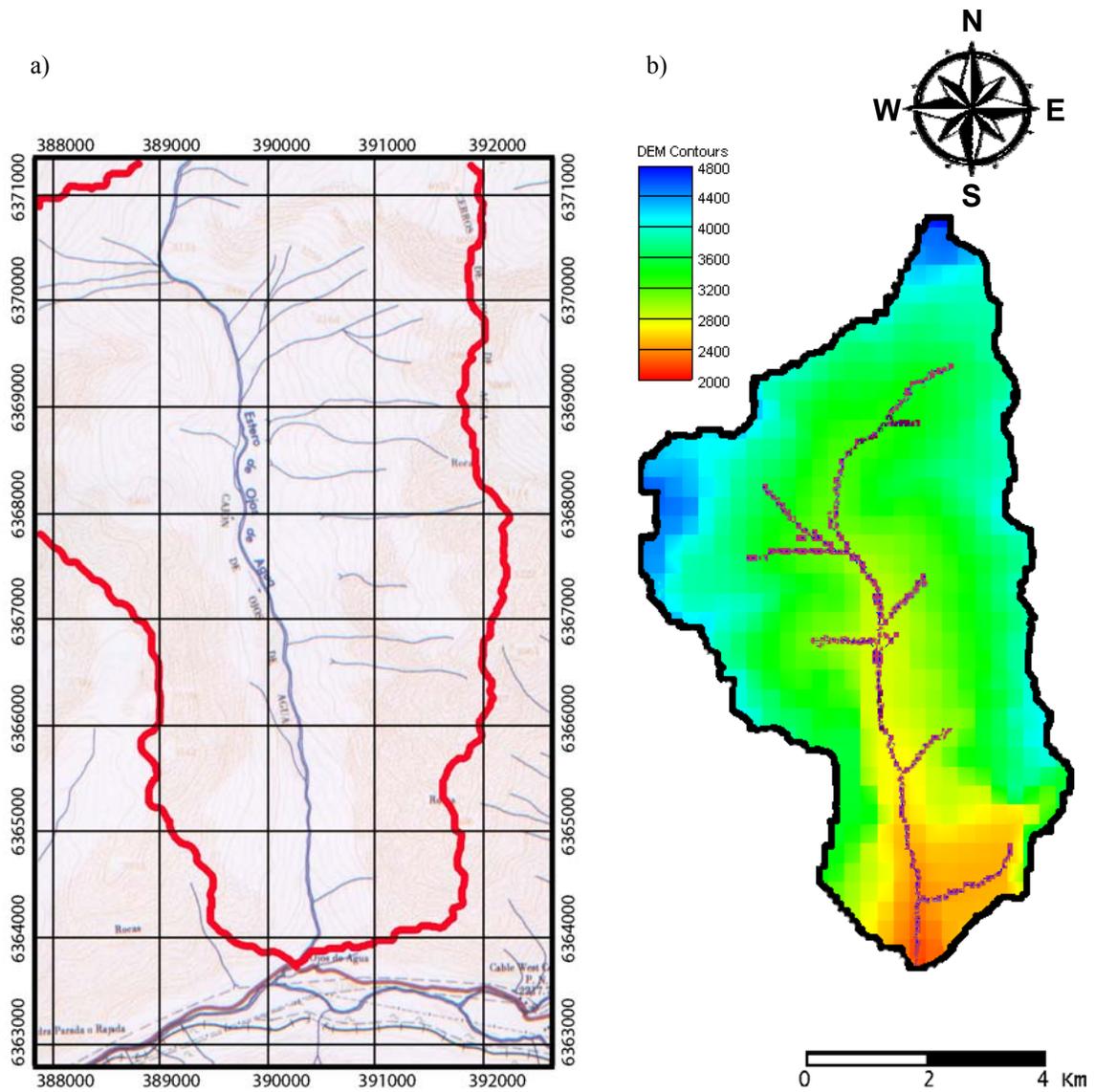


Figura 5.32: a) Cuenca del estero Ojos de Agua, en rojo se muestran sus límites y en azul el estero del mismo nombre. Fuente: Carta Portillo 3245-6958 escala 1:50.000. Instituto Geográfico Militar.

b) Caracterización topográfica de la cuenca del estero Ojos de Agua. Elevación en msnm.

A modo de comparación en la tabla 5.5 se muestran las principales características de la cuenca del estero Navarro y la del estero Ojos de Agua.

| Cuenca | Estero Navarro | Estero Ojos de Agua |
|--|----------------|---------------------|
| Área [Km ²] | 60,9 | 39 |
| Porcentaje de laderas que apuntan hacia el norte [%] | 55 | 33 |
| Porcentaje de laderas que apuntan hacia el sur [%] | 45 | 67 |
| Elevación media [msnm] | 3.440 | 3.150 |
| Pendiente media [%] | 58 | 52 |

Tabla 5.5: Datos básicos cuenca estero Navarro y Ojos de Agua.

El principal motivo de porque se eligió esta cuenca vecina al estero Navarro es su orientación. Al tener principalmente una orientación norte-sur se diferencia de la cuenca del estero Navarro la cual tiene una orientación mayoritaria este-oeste. Este hecho permite comparar los efectos topográficos anteriormente explicados, además de establecer posibles relaciones de distribución espacial del equivalente en agua entre ambas cuencas dadas sus diferencias de elevación. Otra razón de la elección de esta cuenca es la cercanía con la cuenca del estero Navarro, esto significará que las características de la zona de modelación descritas en el capítulo 3.1 serán las mismas.

Por otra parte, como se describió en el capítulo 2.3.3, las imágenes satelitales descargadas cubren un área de 4048x1966 píxeles con una resolución espacial de 500 m. Esto significa que en términos geográficos ellas abarcan al océano Pacífico por el oeste, el territorio argentino por el este, las cercanías de la ciudad de Combarbalá IV Región de Coquimbo por el norte y Valdivia en la XIV región de los ríos por el sur. Lo anterior trae como consecuencia de que no es necesario descargar nueva información satelital para aplicar el modelo en esta nueva cuenca dado que la información ya se encuentra incluida en las imágenes satelitales descargadas para la modelación del estero Navarro.

5.4.1. Consideraciones de la modelación.

Se pretende reconstruir el equivalente en agua acumulado para el primer ciclo de derretimiento, es decir desde el 11-09-2007 al 28-02-2008. La metodología a seguir es la misma descrita en el capítulo 5.2.2 (caso 2: modelación con consideraciones sobre la temperatura del aire, temperatura de la nieve y flujos potenciales de derretimiento) y las observaciones tomadas en esta nueva modelación se describen a continuación.

- Al igual que en la cuenca del estero Navarro, se considera que la radiación solar incidente es la misma que la obtenida a través de una transformación de horas de sol del embalse El Yeso, proceso que se encuentra descrito en el capítulo 4.2.1.
- Para distribuir espacialmente la radiación solar incidente se usará el mismo gradiente utilizado en la cuenca del estero Navarro ($2,1307 \text{ W/m}^2/100 \text{ m}$).
- Se supone que la temperatura media del aire registrada en Portillo es la misma que en un punto en la cuenca del estero Ojos de Agua que tenga la misma elevación que Portillo (2.870 msnm).

- El gradiente utilizado para distribuir espacialmente la temperatura será el mismo utilizado en la cuenca del estero Navarro (-0,6 °C/100 m).
- La emisividad de la nieve se mantendrá constante e igual a 0,985.

Todos los supuestos anteriormente nombrados tienen validez al tomar en cuenta que la distancia que separa la base de la cuenca del estero Navarro con la cuenca del estero Ojos de agua es razonablemente pequeña (11 Km.), considerando que la dinámica de procesos meteorológicos como la temperatura y la radiación se da a una escala que va de las decenas a las centenas de kilómetros (DeWalle y Rango, 2008).

5.4.2. Resultados

En primera instancia, se muestra el comportamiento de los parámetros que gobiernan la generación de los flujos potenciales de derretimiento: albedo, cobertura nival, radiación termal incidente (figura 5.33).

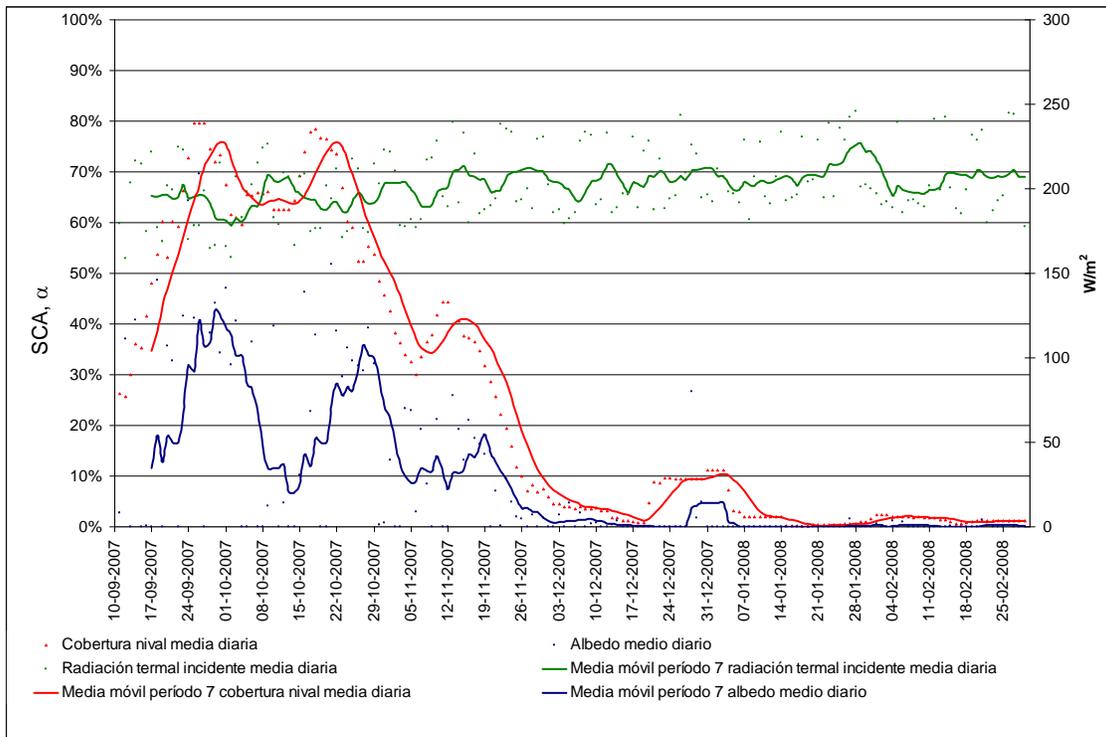


Figura 5.33: Cobertura nival media diaria (rojo), albedo medio diario (azul), radiación termal incidente media diaria (verde).Ciclo 1, cuenca del estero Ojos de Agua.

Lo anterior da origen a los flujos potenciales medios diarios de derretimiento (figura 5.34).

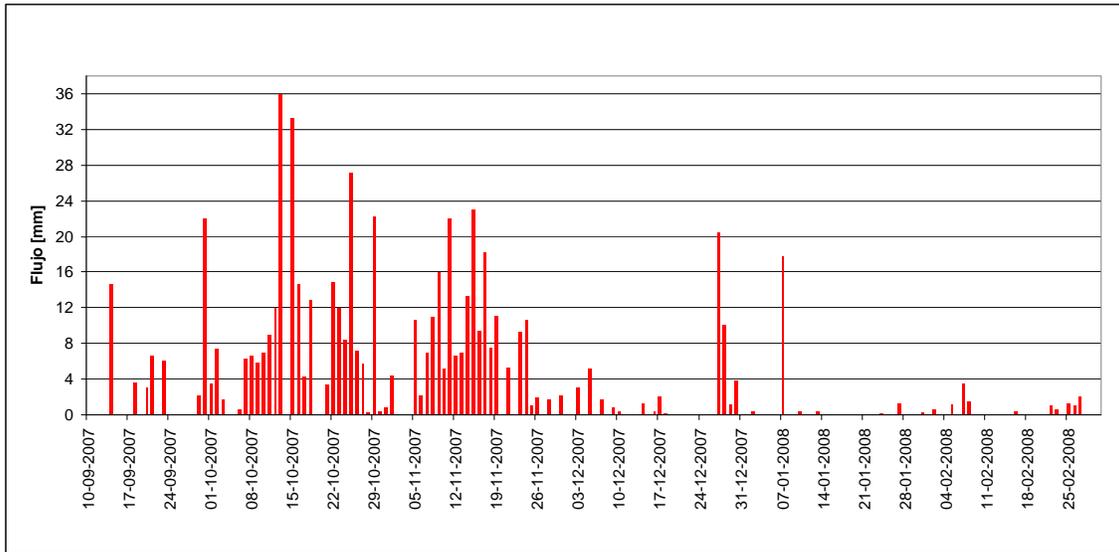


Figura 5.34: Flujos potenciales de derretimiento. Ciclo 2, cuenca estero Ojos de Agua.

Tal como se explicó en el capítulo de los detalles de la modelación, los flujos potenciales de derretimiento dan origen a la reconstrucción del equivalente en agua acumulado en función del tiempo (figura 5.35).

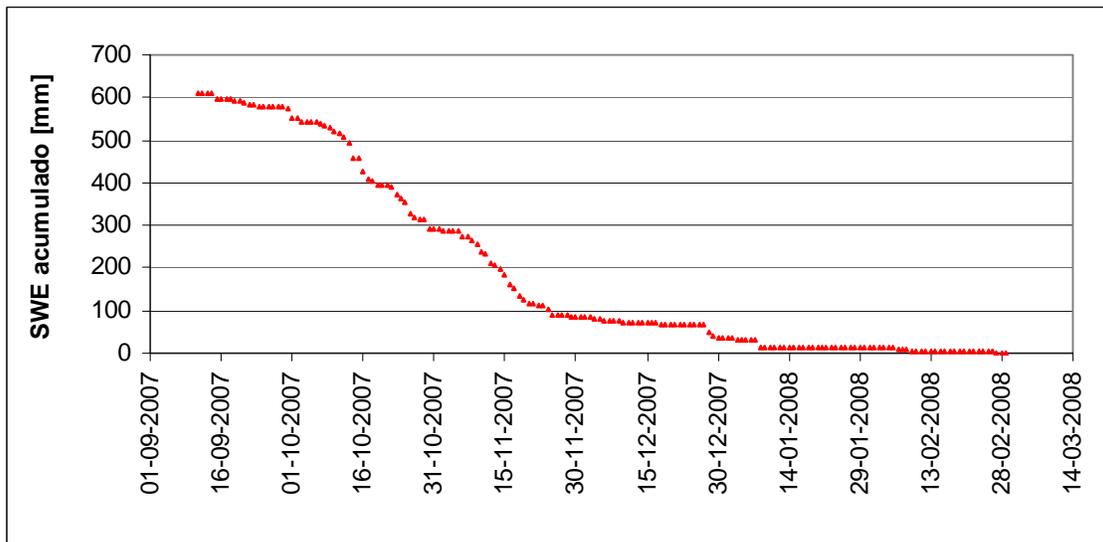


Figura 5.35: Reconstrucción del equivalente en agua acumulado para la cuenca del estero Ojos de Agua.

La curva de deshielo de la figura 5.35 es análoga con aquella obtenida para la cuenca del estero Navarro (figura 5.7). Sin embargo, existen diferencias en la magnitud del equivalente de agua acumulado al inicio del período de deshielo y en la forma de la curva. Tales diferencias serán explicadas en el siguiente capítulo.

La importancia de la reconstrucción del equivalente en agua radica en el hecho de que posibilita determinar una de las características más importantes de las cuencas nivales: la curva de deshielo.

Por otra parte y al igual que el procedimiento seguido en la cuenca del estero Navarro, la modelación utilizada permite generar información distribuida espacialmente. Al observar la figura 5.36 se determina que el comportamiento de la repartición espacial del equivalente en agua sigue la lógica encontrada en el estero Navarro: aumenta en altitud y es mayor para aquellas laderas que apuntan hacia el sur.

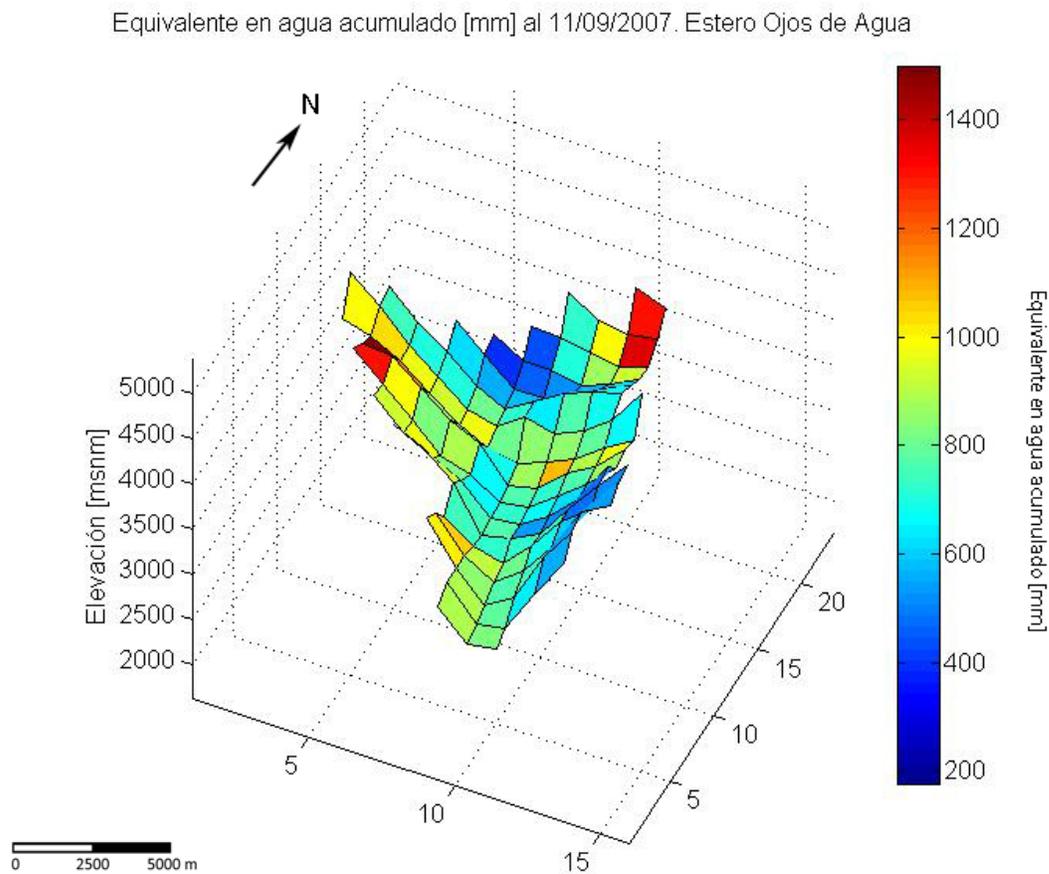


Figura 5.36: Equivalente en agua acumulado al 11/09/2007. Cuenca del estero Ojos de Agua.

5.4.3. Comparación con cuenca del estero Navarro

A continuación, se compararán los resultados obtenidos para la modelación de la cuenca del estero Navarro con los resultados de la cuenca del estero Ojos de Agua para el primer ciclo de deshielo (11/09/2007 – 28/02/2008). Se esperan resultados concordantes pero diferentes dadas las características de orientación y elevación de cada una de las cuencas.

5.4.3.1. Radiación termal incidente

La radiación termal incidente es función principalmente de la cobertura nubosa y la temperatura media del aire. Recordando su determinación (explicada en el capítulo 3.2.3), se desprende que a mayor temperatura media del aire (T) mayor es la radiación termal incidente (L_{\downarrow}) a una misma cobertura nubosa (N).

$$L_{\downarrow} = [0,765 \cdot (1 - N^4) + 0,952 \cdot N^4] \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (5.8)$$

Se sabe que la elevación media de la cuenca del estero Ojos de Agua es menor que la elevación media del estero Navarro, de lo que se desprende que en términos medios, la temperatura en el estero Ojos de agua será mayor que en el estero Navarro. Luego, en un caso hipotético de que la cobertura nubosa sea la misma, la radiación termal incidente media del estero Ojos de Agua debería ser mayor que la radiación termal incidente media del estero Navarro. Sin embargo, al calcular y graficar la serie temporal de radiación termal incidente para ambas cuencas (figura 5.37) se observa que la radiación termal incidente media del estero Ojos de Agua es menor que la radiación termal incidente media del estero Navarro. De lo anterior, se desprende que el supuesto de que en ambas cuencas existe la misma cobertura nubosa no es correcto.

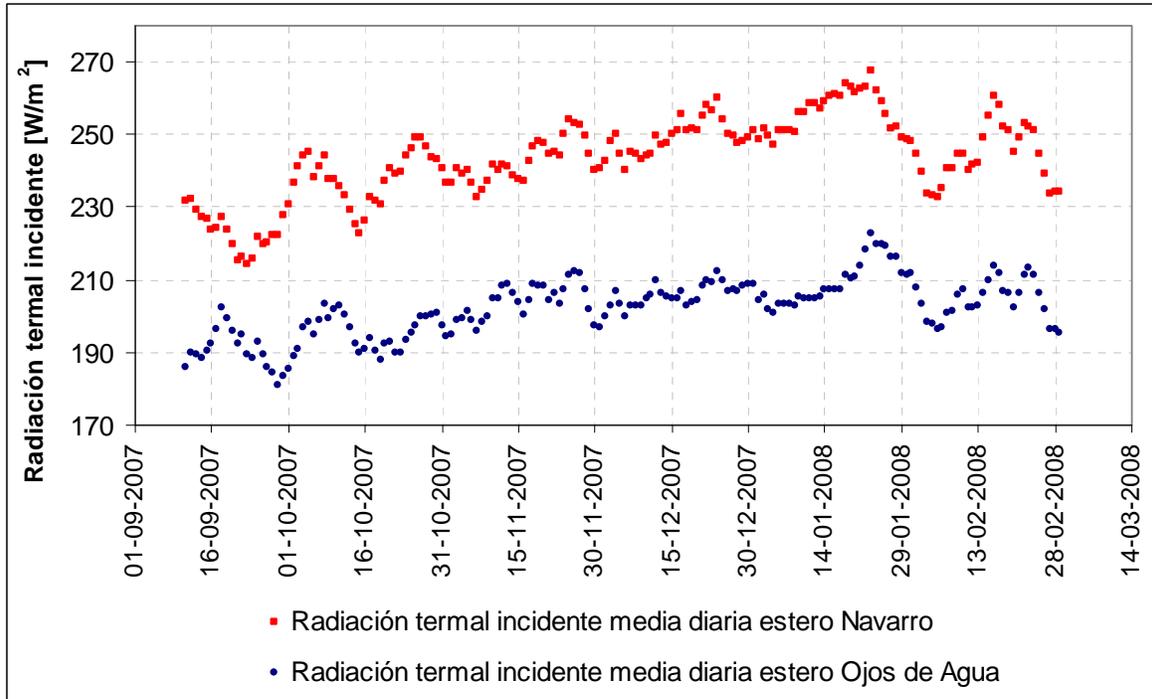


Figura 5.37: En rojo radiación termal incidente media diaria estero Navarro y en azul radiación termal incidente media diaria estero Ojos de Agua.

Del cálculo de la radiación termal incidente (ecuación 5.8) es posible determinar que a mayor cobertura nubosa mayor es el resultado de la radiación termal incidente media a temperatura constante, luego se intuye que la cobertura nubosa en la cuenca del estero Navarro es mayor que la cobertura nubosa en el estero Ojos de Agua.

De hecho si se realiza un pequeño análisis de sensibilidad sobre la incidencia de la temperatura media del aire y la cobertura nubosa en el cálculo de la radiación termal incidente (figura 5.38), se observará que en un comienzo ambas variables no tienen mayor incidencia sobre la radiación termal incidente (variaciones porcentuales menores que el 3%), pero llega un momento en que pequeñas variaciones sobre la cobertura nubosa se reflejan en importantes variaciones en el resultado de la radiación termal incidente, presentando un comportamiento exponencial, y superando así la importancia de esta variable por sobre la temperatura media del aire.

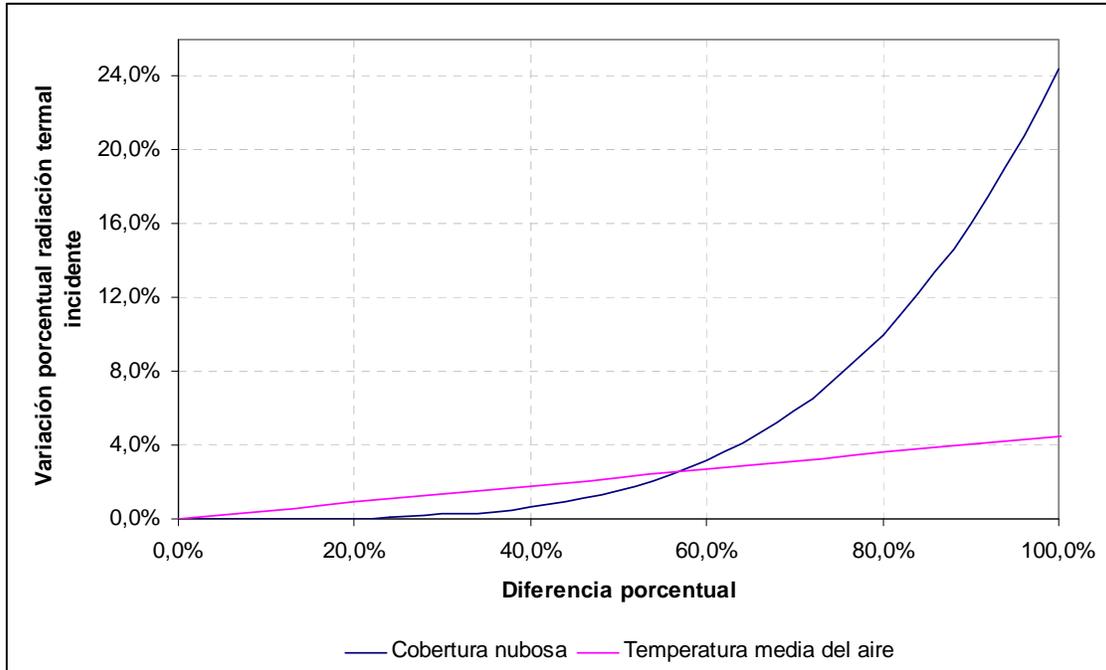


Figura 5.38: Análisis de sensibilidad de la temperatura media del aire y la cobertura nubosa en el cálculo de la radiación térmal incidente.

5.4.3.2. Cobertura nival

La cobertura nival depende de una serie de parámetros característicos de cada cuenca, tales como la elevación, pendiente topográfica y orientación. En la figura 5.39 se muestra su evolución temporal, tanto para la cuenca del estero Navarro como para la cuenca del estero Ojos de Agua.

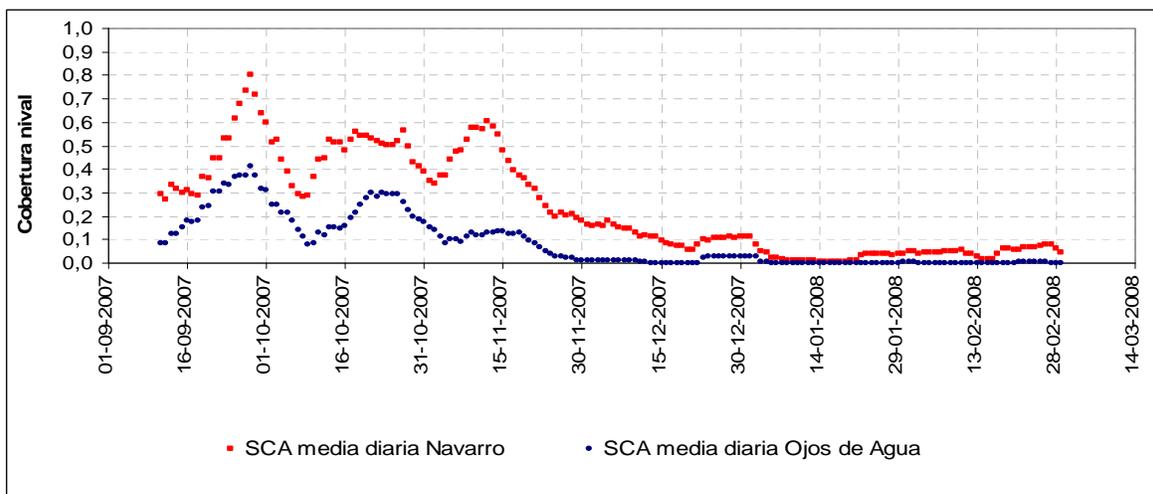


Figura 5.39: En rojo cobertura nival media diaria estero Navarro y en azul cobertura nival media diaria estero Ojos de Agua.

La cuenca del estero Navarro tiene una elevación media mayor que la cuenca del estero Ojos de Agua por lo que en ella se debería presentar una mayor acumulación que la cuenca del estero Ojos de Agua. Lo anterior, al observar la figura 5.39, en términos generales se cumple. Además, el 67% de las laderas de los cerros constituyentes de la cuenca del estero Ojos de Agua se encuentran orientadas hacia el norte, lo que comparado con el 45% de exposición hacia el norte de la cuenca del estero Navarro significará que la cuenca del estero Ojos de agua tenga una menor acumulación nival.

Sin perjuicio de lo anterior en ambas cuencas es posible detectar eventos de tormentas, como aquella registrada a mediados de septiembre u otra registrada a finales de diciembre. De igual forma existe un evento de tormenta bastante particular. Alrededor del 15 de noviembre del 2007 se registró una importante nevada en la cuenca del estero Navarro (aumentando su cobertura nival de 35% a 60%), la cual fue de menor importancia en la cuenca del estero Ojos de Agua (su cobertura aumento sólo del 10% al 15%); lo cual tiene sentido si se considera las diferencias en elevaciones medias.

5.4.3.3. Albedo

Existe una importante relación entre la cobertura nival y su albedo. Si existe un incremento en la cobertura nival es esperable que existe un aumento en el albedo de la nieve. Lo anterior se debe a que el aumento de la cobertura nival significa que existió una tormenta que aportó nieve fresca, y es sabido que el albedo de la nieve decae con el tiempo; por lo que desde luego ambos parámetros van de la mano.

En la figura 5.40 se observa la alta correlación que existe de esta variable, independiente de la cuenca.

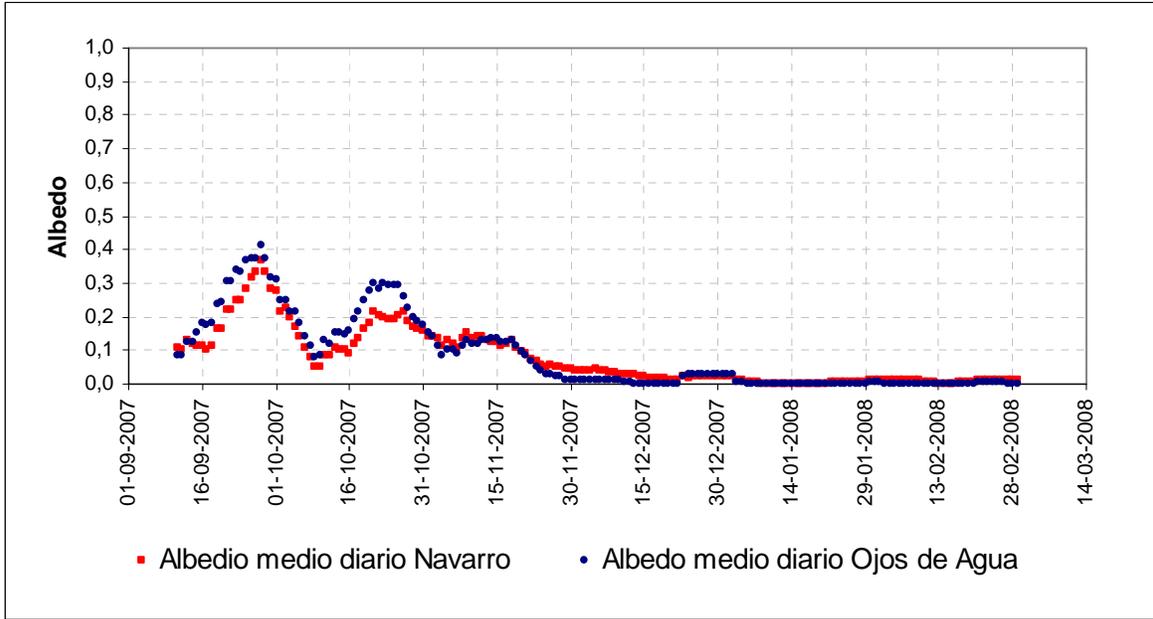


Figura 5.40: En rojo albedo medio diario estero Navarro y en azul albedo medio diario estero Ojos de Agua.

Como es de esperar, existen muy pocas diferencias entre los albedos medios de ambas cuencas.

5.4.3.4. Equivalente en agua

Finalmente es posible comparar la curva de reconstrucción del equivalente en agua para cada cuenca, lo que se muestra en la figura 5.41.

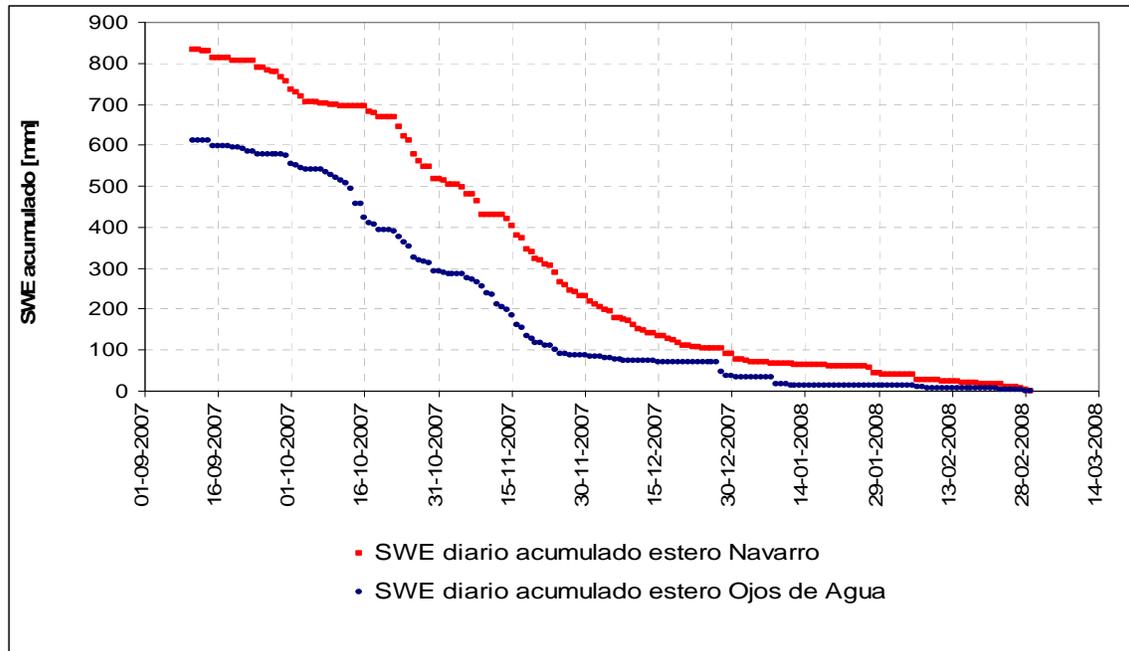


Figura 5.41: En rojo SWE acumulado estero Navarro y en azul SWE acumulado estero Ojos de Agua.

De la figura 5.41 se observa, como era de esperar, que la cuenca del estero Navarro presenta una mayor acumulación en términos de equivalente en agua que la cuenca del estero Ojos de Agua. Al inicio del período de deshielo el estero Navarro cuenta con una acumulación de un 36% por sobre la acumulación modelada en el estero Ojos de Agua, diferencia que se mantiene hasta mediados de octubre del 2007, para luego ir disminuyendo hasta que al final del período de derretimiento prácticamente las curvas de deshielo son equivalentes. La diferencia de acumulación inicial entre ambas cuencas se debe principalmente a 2 motivos:

- La elevación media del estero Navarro (3.440 msnm) es mayor que la elevación media de la cuenca del estero Ojos de Agua (3.150 msnm).
- La orientación de la cuenca del estero Ojos de Agua es norte-sur (67% de laderas apuntan al norte). Este hecho favorece que la mayoría de la cuenca se encuentre más expuesta a la radiación solar que la cuenca del estero Navarro (45% de las laderas apuntan al norte), la cual posee una orientación este-oeste.

5.4.3.5. Curvas de agotamiento

Una manera interesante de comparar la dinámica del equivalente en agua a través del tiempo en distintas cuencas es por medio de las curvas de agotamiento. Las curvas de agotamiento relacionan la cobertura nival media de la cuenca con el equivalente en agua disponible, entregando así una idea de la tasa con que la cobertura nival va decayendo en función del equivalente en agua acumulado de la cuenca.

El equivalente en agua diario no se grafica como tal, si no mas bien se representa como proporción en función del máximo acumulado de cada una de las cuencas, para así normalizar la información.

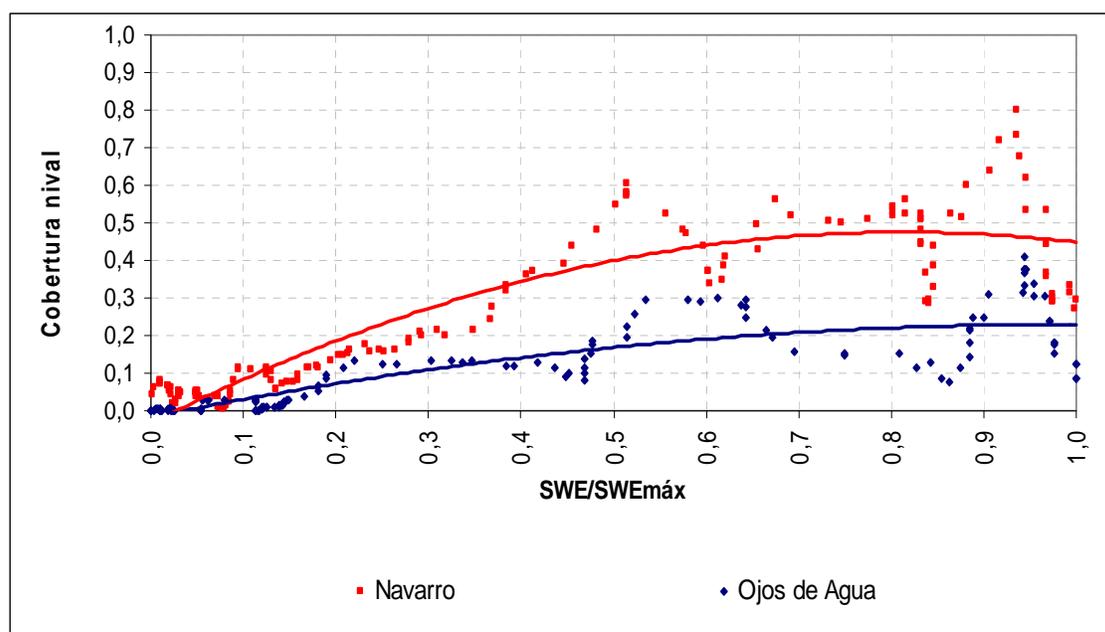


Figura 5.42: Curvas de agotamiento cuenca del estero Navarro y estero Ojos de Agua. Las líneas continuas representan una interpolación polinómica de grado 2.

En la figura 5.42 se observa que la curva de decaimiento de la cuenca del estero Ojos de Agua va por debajo de la curva de decaimiento de la cuenca del estero Navarro. Lo anterior significa que la cobertura nival del estero de la cuenca Ojos de Agua tiene una tasa de retroceso mayor que la cuenca del estero Navarro. Por ejemplo, para tener disponible el 50% del equivalente en agua máximo de la cuenca (0,5 SWE/SWEmax) en la cuenca del estero Navarro se requiere haber

derretido el 60% de la cuenca (40% de cobertura nival), mientras que en la cuenca del estero Ojos de Agua se requiere haber derretido el 82% de la cuenca (18% de cobertura nival).

Luego, la cuenca del estero Ojos de Agua no sólo presenta menor acumulación nival sino que también tal acumulación se derrite más rápido que en la cuenca del estero Navarro.

CAPÍTULO VI CONCLUSIONES

6.1. COMENTARIOS SOBRE INFORMACIÓN ADQUIRIDA POR MEDIO DE IMÁGENES SATELITALES

La información satelital debe ser sometida a una validación local sobre la cuenca. A pesar de que a nivel global la mayoría de las imágenes satelitales han sido validadas por otros investigadores de renombre, éstas deben someterse aun análisis específico en la zona de estudio.

Sin ir más lejos, se cree que la dinámica de acumulación y derretimiento de la nieve en las imágenes satelitales se encuentra representada a una tasa mayor a la que realmente ellas ocurren. La figura 6.1 representa la evolución de la cobertura nival en un período de 6 semanas para la cuenca del estero Navarro y Ojos de Agua.

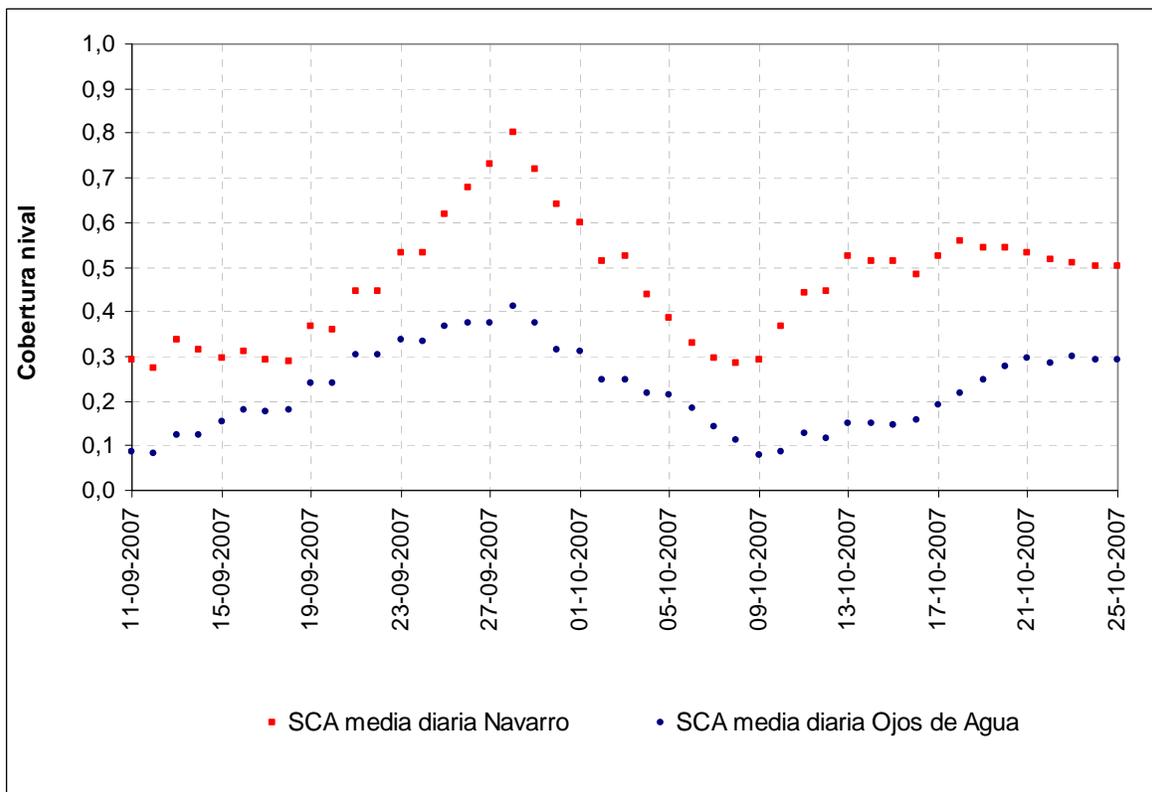


Figura 6.1: Cobertura nival media diaria para la cuenca del estero Navarro y estero Ojos de Agua. Septiembre 2007-Octubre 2007.

En la figura 6.1 se observa que la cobertura nival media para la cuenca del estero Navarro cayó del 80% al 30% en tan solo 10 días, lo que en términos prácticos significa el derretimiento de casi 30 Km² de nieve. Claramente esta tasa de deshielo no es acorde con la dinámica real del manto, por lo que se debe tener en cuenta que la información satelital cuenta con restricciones. Existen principalmente 3 dificultades al obtener la cobertura nival obtenida a través de imágenes satelitales MODIS:

- La radiación emitida por el radiómetro montado a bordo del satélite puede penetrar el manto hasta varios centímetros en profundidad (hasta 15 cm.). Por ello la reflexión radiativa que al fin y al cabo determina el albedo nival y su cobertura podría depender de su profundidad. Se cree que a bajas profundidades de manto no se mide efectivamente el albedo de la nieve dado que se está midiendo el albedo del suelo por debajo de esa capa de nieve, haciendo además que la cobertura nival sea nula en ese píxel.
- Como consecuencia del punto anterior, la imagen satelital presenta dificultades al querer distinguir elementos con nieve de aquellos de no nieve. La imagen 6.2 muestra la estructura de distribución nival para la cuenca del estero Ojos de Agua. En ella se observa que es difícil dirimir si un píxel puede ser considerado tierra o nieve. Según la imagen satelital el píxel relacionado con la imagen 7.2 presenta un albedo del 42% y una cobertura nival del 25%. Un albedo del 42% es un valor no característico para la nieve y una cobertura del 30% se encuentra claramente disminuido con respecto a lo que se aprecia en el terreno.



Imagen 6.2: Cobertura nival cuenca esteros ojos de agua 24/06/2009.

- La cobertura nubosa inutiliza la información que sea posible de obtener a través de imágenes satelitales.

6.2. COMENTARIOS SOBRE EL MODELO Y SUS RESULTADOS

El modelamiento del equivalente en agua y la consiguiente escorrentía de deshielo, generada desde el manto nival, requieren tener en cuenta una serie de consideraciones que no han sido tomadas en cuenta debido a la inexistencia de datos y a la idea de generar una modelación relativamente simple. Existen 6 principales observaciones que se debiesen tomar en cuenta en una modelación futura:

- A pesar de que el modelo considerado no toma en cuenta la etapa de acumulación, se debe tener la capacidad de diferenciación entre el tipo de precipitación líquida y sólida. La precipitación líquida sobre el manto cambia de manera importante su estructura, haciéndola más propensa al deshielo al existir un mayor intercambio energético entre agua-manto que entre aire-manto dadas las diferencias de calor específico que entre ellos existe.
- Idealmente debiese existir una estimación de la calidad térmica y contenido de frío de la nieve. Aunque indirectamente se están incluyendo tales parámetros en esta modelación, se cree que debiese existir una relación más directa que proporcione una noción del comportamiento térmico de la nieve. La capacidad de almacenamiento del manto debido al contenido de frío puede representar una pérdida significativa de volumen de agua y causar importantes desfases en la escorrentía de deshielo.
- El modelo utilizado no considera la capacidad de retención/almacenamiento de agua líquida sobre el manto nival. La nieve tiene la capacidad de almacenar un determinado volumen de agua ya sea por efectos del contenido de frío del manto, recongelamiento del agua líquida sobre el manto, efectos de retención en función del tamaño de los gránulos de nieve, etc.; y ninguno de ellos está siendo estimados en el balance energético propuesto en la ecuación 3.4.
- Una vez que se han producido los procesos energéticos necesarios para generar un cambio de fase sobre el manto nival y así dar origen al deshielo, comienzan distintos procesos físicos/hidrológicos que determinan cuánta de esa agua, potencialmente derretible, se refleja como escorrentía de deshielo. Uno de esos procesos es la infiltración, que además de generar un retardo en la escorrentía puede producir tanto aportes como disminuciones volumétricas en el balance hídrico proveniente desde o hacia otras cuencas. Como es

entendible, este proceso es de muy difícil cuantificación y modelación teniéndose sólo grandes aproximaciones de su magnitud.

- El manto nival no solo se derrite. Procesos como la evaporación y la sublimación pueden representar entre un 30% de pérdida con respecto al máximo equivalente en agua registrado (Leydecker y Melack, 1999).
- Existe una dinámica de desplazamiento y redistribución del manto nival. Efectos naturales como ventiscas y avalanchas desplazan considerables cantidades de nieve, afectando la estructura del manto.

Los 6 puntos anteriormente expuestos permiten concluir que el modelo utilizado no puede ser considerado para determinar caudales de escorrentía de deshielo, dado que no es posible determinar la relación entre los flujos potenciales de deshielo y su respuesta como escorrentía de deshielo. La figura 6.3 compara los caudales observados y modelados.

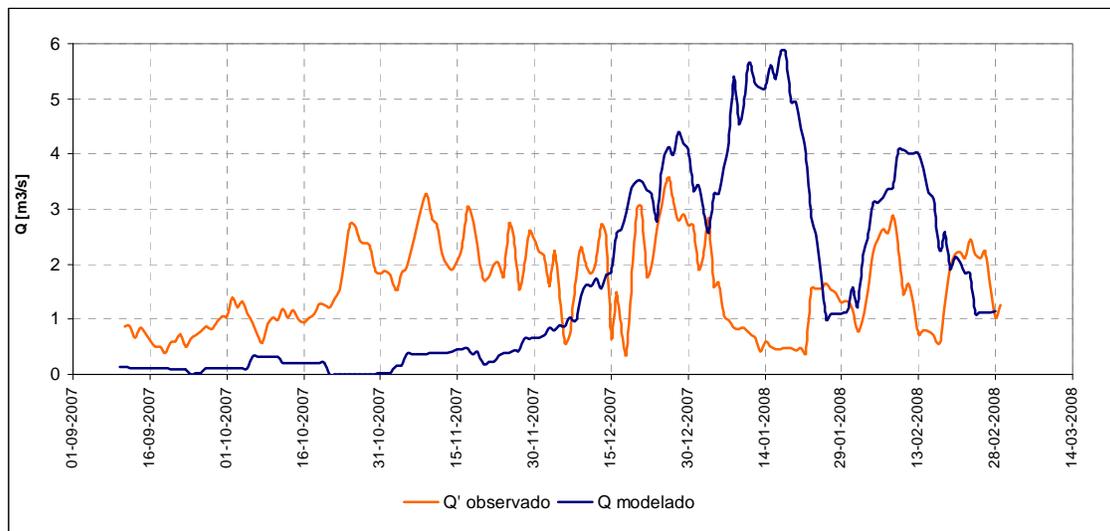


Figura 6.3: Caudal observado' versus caudal modelado.

Tal como se observa en la figura 6.3 existe muy poca correlación entre el caudal observado a través de una transposición por área nival con la cuenca del estero Juncal con el caudal modelado para la cuenca del estero Navarro.

Si se grafican las diferencias porcentuales entre el caudal modelado y observado' (figura 6.4) se concluye que las mayores diferencias se encuentran al inicio del ciclo de deshielo para luego pasar a un punto de igualdad y finalmente llegar a una diferencia porcentual relativamente constante al final del período de deshielo.

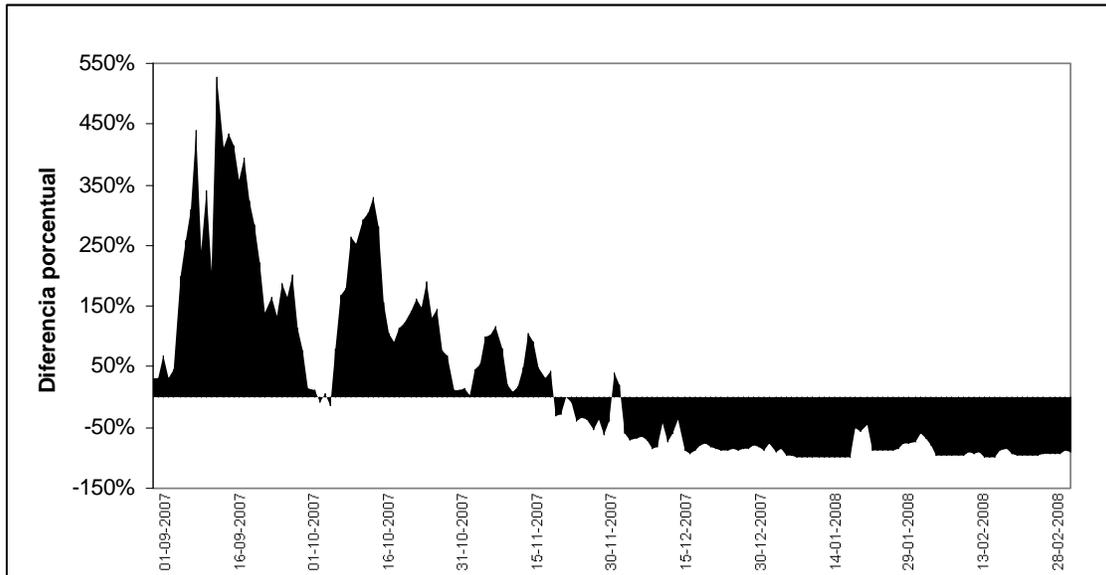


Figura 6.4: Diferencia porcentual entre caudal observado' y caudal modelado

Las diferencias encontradas entre el caudal modelado y el observado se deben principalmente a una combinación de los 6 puntos ya nombrados. Además, la dinámica del proceso de escorrentía de deshielo es compleja al depender de una serie de variables que en muchas ocasiones no se cuenta información y/o son difícilmente parametrizables con los datos disponibles.

Por otra parte, la presencia del glaciar Juncal norte en la cuenca del estero Juncal agrega complejidad a la modelación de la escorrentía de deshielo. Los glaciares entregan una fuente adicional de escorrentía. No solo sus tasas de deshielo son generalmente más altas que los flujos potenciales de derretimiento sobre el manto nival, si no que también tienen la capacidad de *rutear*⁷ el agua de manera más rápida al cauce principal (DeWalle y Rango, 2008), lo que explicaría que en un inicio de la etapa de deshielo el caudal modelado es menor que el caudal observado'.

⁷ dirigir, direccionar, comandar.

Sin perjuicio de lo anterior, el modelo se comporta de manera muy adecuada para lo que efectivamente fue pensado: distribución espacial del equivalente en agua en una cuenca (figura 6.5). Tal como fue explicado en el capítulo 5.3 los resultados espaciales obtenidos para la cuenca del estero Navarro son acordes a la literatura: el equivalente en agua asciende en altitud y es menor para aquellas laderas que apuntan hacia el norte.

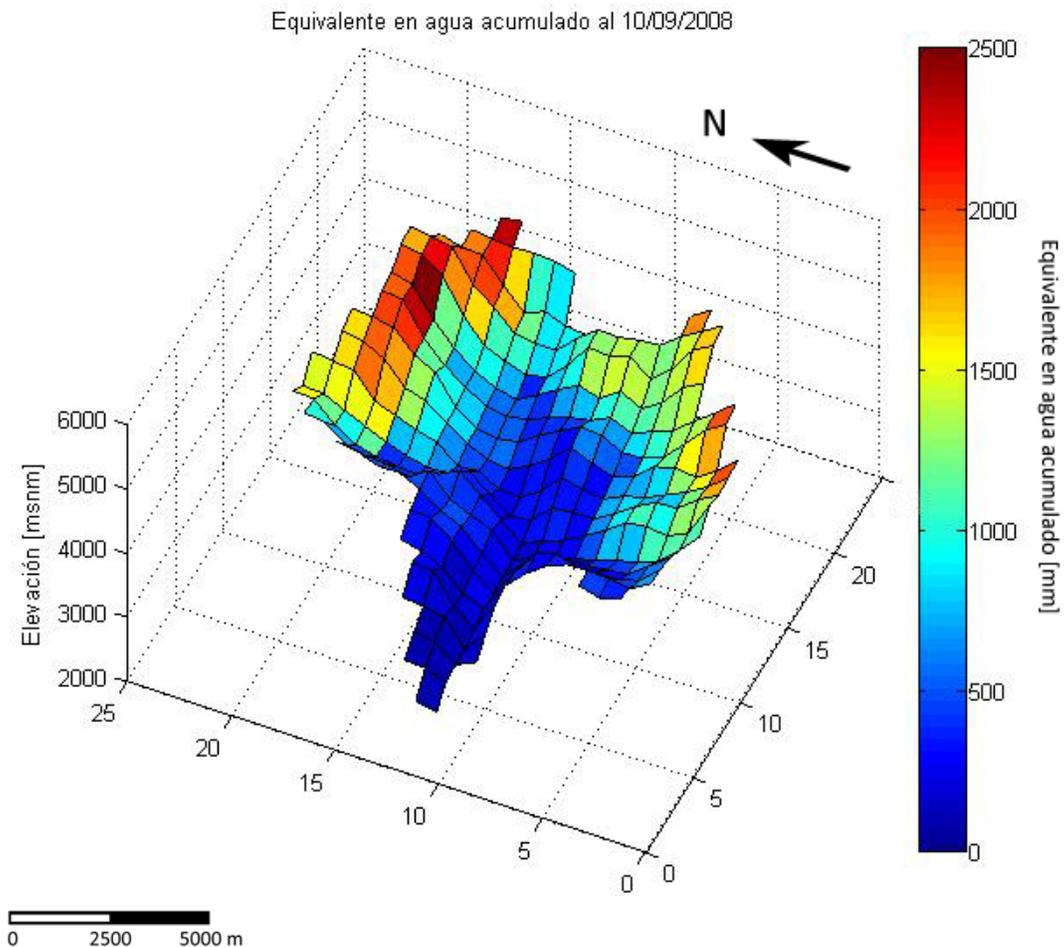


Figura 6.5: Distribución espacial del equivalente en agua acumulado al 10/09/2008 para la cuenca del estero Navarro.

Validar los resultados de la reconstrucción del equivalente en agua no es directamente posible.

- No se puede realizar una validación por medio de caudales o volúmenes acumulados. La respuesta del equivalente en agua no necesariamente representará la escorrentía de deshielo

o el volumen acumulado, por lo que no es posible comparar con registros existentes en la cuenca del estero Juncal. Sin embargo, si se lograran cuantificar las variables de evaporación, sublimación e infiltración; ellas podrían ser agregadas en el balance másico y por ende representar de manera más adecuada la respuesta en caudal del equivalente en agua.

- No existen registros de equivalente en agua tanto en la cuenca del estero Navarro como en la cuenca del estero Ojos de Agua, o en sus alrededores, para los períodos de tiempo estudiados. El modelo basa su metodología en una reconstrucción, es decir se puede obtener información del equivalente en agua para cada tiempo y píxel, si y sólo si, ha finalizado el período de deshielo. Lo anterior trae como consecuencia de que se deberían contar con datos de terreno del equivalente en agua antes de haber iniciado la modelación, para así comparar los resultados modelados con los registros obtenidos durante la época de deshielo.

A pesar de que por el momento no es posible establecer algún tipo de validación, si es posible establecer comparaciones con mediciones recientes sobre el manto. El 12 de octubre del 2009 se realizó una campaña de terreno en la cuenca del estero Ojos de Agua que consistió en la medición de la profundidad del manto en 40 puntos equiespaciados sobre ella, además de la medición de la densidad y profundidad del mismo en 2 calicatas.

Sobre una de las calicatas (localizada en 32°48'26,4''S 70°10'48,9''W) se registró una profundidad de manto de 1,7 m con una densidad media de 514 Kg/m³, lo que representa un equivalente en agua acumulado observado de 873 mm.

Por otro lado, si se ejecuta el modelo para el ciclo de deshielo 2007-2008, para el 12 de octubre del 2007 se modeló un equivalente en agua de 658 mm para el mismo píxel donde se construyó la calicata el mismo día del año 2009, lo que representa una diferencia del 25% con respecto a lo observado el 2007.

Comparativamente en términos de precipitación el año 2007 fue más seco que un año normal (Cartes, 2009); mientras que hasta el momento el año 2009 así lo es. Por lo que, es esperable que el equivalente en agua registrado hasta el momento para el año 2009 sea mayor que el modelado para el 2007.

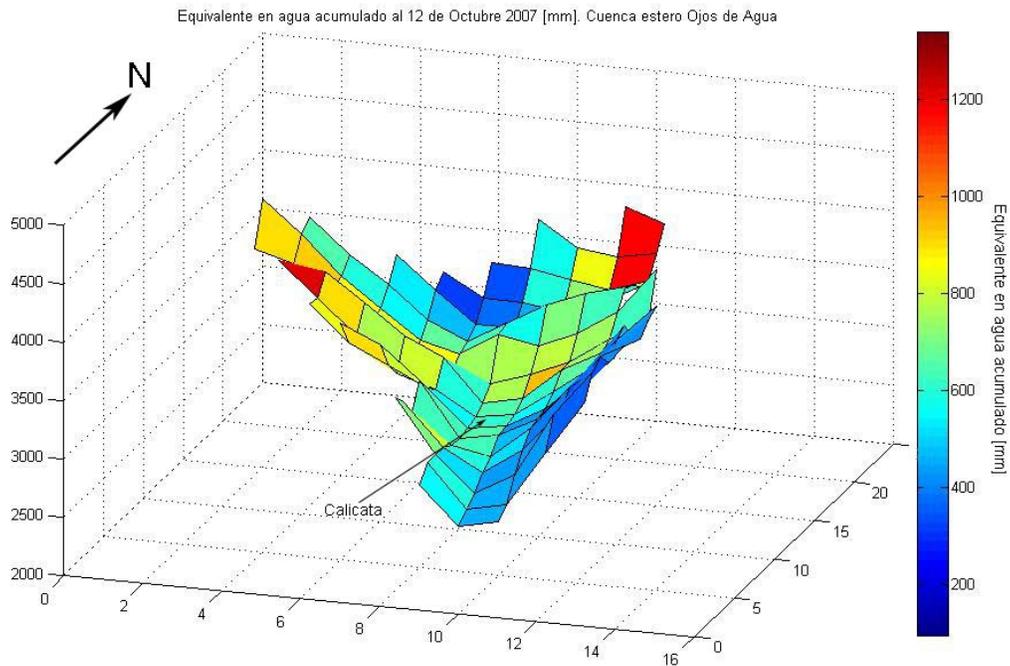


Figura 6.6: Equivalente en agua acumulado al 12/10/2007, cuenca estero ojos de agua. Se indica el punto dónde el año 2009 se construyó calicata de muestreo.

Si bien es cierto este tipo de deducciones no pueden llevar a concluir que el modelo se ha validado, es lo mejor que hasta el momento se puede hacer con la información disponible. Este simple chequeo permite concluir que el modelo entrega respuestas dimensionales adecuadas a la modelación del equivalente en agua, y que presenta grandes expectativas para cuando efectivamente sea validado.

6.3. SELECCIÓN DEL MEJOR CASO DE MODELACIÓN

En base a los resultados y su comparación con la literatura, se concluyó en el capítulo 5.2.4 que el caso que mejor representa la realidad de la dinámica del equivalente en agua en la cuenca del estero Navarro es el caso 2 (modelación con consideraciones sobre temperatura de la nieve, temperatura del aire y flujos potenciales de derretimiento) . Debido a que, en términos volumétricos, es el caso que mejor se acerca a los volúmenes de deshielo obtenidos a través de una transposición por área nival con la cuenca del estero Juncal. Pero, a priori el hecho de reemplazar la información que no

fue posible de obtener debido a la cobertura nubosa (caso 3) pareciera ser teóricamente más correcto que simplemente no reemplazar información perdida. Sin embargo, el reemplazo de información es un proceso no trivial sujeto a una serie de restricciones que varían en función de la cobertura nubosa del lugar y de la disponibilidad de información meteorológica sobre la cuenca.

El reemplazo de información de cobertura nival utilizado dependerá de la cobertura nubosa del día. Tal como se explicó en el capítulo 5.2.3, si existe una cobertura de nubes parcial sobre la cuenca, la información faltante será el promedio de la información de los días descubiertos inmediatamente posterior y anterior a la observación, y si la cobertura de nubes es total se asume que la cobertura nival es igual al día descubierta inmediatamente posterior.

Con respecto al reemplazo de información cuando existe una cobertura de nubes parcial sobre la cuenca, se observó que no presentó grandes complicaciones; los mayores problemas surgieron al intentar reemplazar información de más de un día consecutivo en que la cuenca se encontrara totalmente cubierta de nubes. Esta situación no es excepcional, si no más bien recurrente: el 72% de los días totalmente cubiertos se registraron durante uno o más días consecutivos. Los errores encontrados corresponden a que cuando se cuenta con días consecutivos cubiertos existe una inadecuada estimación de la cobertura nival, y por ende de los flujos potenciales de derretimiento asociados a los días sin información.

Se concluye que la validez de suponer que la cobertura nival de un día totalmente cubierto es igual al día descubierta inmediatamente posterior dependerá de 2 hechos: (i) si existió más de un día consecutivo totalmente cubierto y (ii) si la cobertura nubosa asociada trajo consigo algún tipo de precipitación.

Si la cobertura nubosa no trajo consigo precipitación sólida, entonces el supuesto de reemplazo de cobertura nival utilizado es relativamente acertado. La radiación, principalmente de onda larga, producirá necesariamente una disminución de la cobertura nival de la cuenca en el tiempo. El error asociado de este supuesto dependerá de la cantidad de días consecutivos en que la cuenca se encontró totalmente cubierta de nubes.

De manera simplificada es posible suponer una curva de decaimiento lineal de cobertura nival. En la figura 6.7 se trata de explicar la subestimación en la cobertura nival al suponer que la cobertura nival del primer día consecutivo descubierto ($SCA(t_f)$) es igual durante todo el período que duró la cobertura de nubes sobre la cuenca.

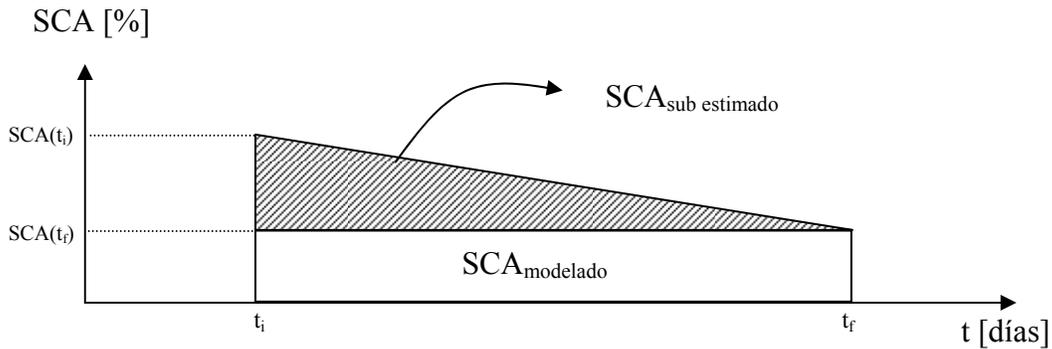


Figura 6.7: Error asociado a la modelación de la cobertura nival cuando existe total cobertura de nubes sin precipitación.

Si la cobertura nubosa trajo consigo precipitación sólida entonces existirá una sobre estimación del manto al aplicar el supuesto escogido, lo que se explica en la figura 6.8. Lo anterior se basa en el hecho de que si nieva, necesariamente la cobertura nival al final de la tormenta será mayor que la cobertura nival al inicio de ella.

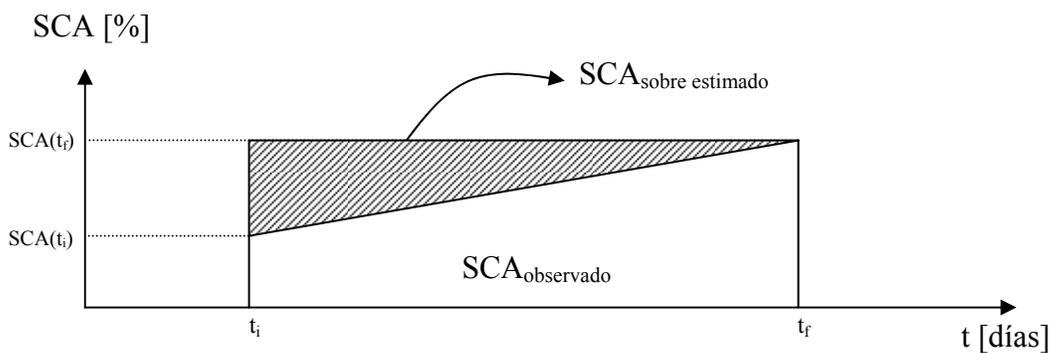


Figura 6.8: Error asociado a la modelación de la cobertura nival cuando existe total cobertura de nubes con precipitación sólida

Naturalmente, si existe un evento de tormenta el error asociado a la modelación de la cobertura nival dependerá de la intensidad de la nevada.

En el caso particular de que la cobertura nubosa haya traído consigo precipitación del tipo líquida puede existir una sobrestimación o una subestimación del manto dado que dependerá del contenido de frío y calidad térmica de la nieve, además de la humedad relativa del ambiente si es que se aceleró o retrasó el proceso de deshielo.

Se propone mejorar el supuesto de manera de independizarlo de la cantidad de días cubiertos y del tipo de precipitación que el frente de nubes trajo consigo. La única manera de lograr tal objetivo es establecer alguna relación con los flujos potenciales de derretimiento o con el equivalente en agua acumulado dado que en aquellos parámetros se reflejarán los cambios de flujo energético que hayan ocurrido durante los días cubiertos. Una segunda opción es analizar o estudiar curvas de disminución/aumento de cobertura nival en el tiempo, y de ellas extrapolar información para los días cubiertos.

6.4. RECOMENDACIONES

Luego de esta amplia investigación y variadas campañas de terreno que directa o indirectamente se vieron involucradas con ella, es posible establecer ciertas recomendaciones para futuras experiencias relacionadas con la modelación del equivalente en agua o sus derivados parámetros de deshielo.

- El balance radiativo es fundamental en el balance másico final sobre el manto nival por lo que deben existir mejoras en su estimación. La metodología utilizada para la distribución espacial de la radiación solar incidente se basa en gradientes en función de la elevación de cada píxel, y en ella se omiten una serie de variables que efectivamente cumplen un rol importante en su determinación. Los principales efectos que no son considerados son el gradiente topográfico, factor de forma del terreno, pendiente y azimut. Variados autores han utilizado el modelo radiativo TOPORAD (Dozier, 1980; Dozier Y Frew, 1990) el cual efectivamente considera los efectos anteriormente nombrados, por ende se recomienda investigar tal modelo y aplicarlo en zonas/cuencas donde exista información de radiación que se pueda validar.

- Se debe idear o diseñar una metodología adecuada para el reemplazo de información cuando existe cobertura nubosa. La pérdida de información agregada puede llegar al 15% cuando no se cuenta con imagen satelital descubierta en la cuenca. Se recomienda realizar reemplazo de información en base a la metodología propuesta por Molotch y otros (2004), el cual determina la cobertura nival y su equivalente en agua bajo la cobertura nubosa en base a información grillada de temperatura y grado día acumulado.
- Se recomienda aplicar este modelo en una serie de cuencas de la zona central de Chile para así confirmar su funcionamiento y establecer posibles relaciones o diferencias entre ellas. Idealmente se prefiere cuencas que tengan información meteorológica para así determinar las variables involucradas en el modelo, e información fluviométrica para establecer ajustes y la respuesta del modelo.
- Se debe continuar y extender las campañas de terreno hechas durante la primavera del 2009. Tales campañas son la única forma de validar el modelo utilizado, y a la vez ayudarán a determinar la exactitud del mismo.
- Se propone investigar las diferencias volumétricas encontradas a lo largo del período de deshielo en la cuenca del estero Navarro. En esta investigación se concluyó que el 32% del volumen máximo potencialmente disponible para derretir no se convierte en escorrentía superficial de deshielo. En base a aforos a lo largo del estero Juncal, estero Mardones, estero Navarro y estero Ojos de Agua posiblemente se podrá determinar el destino final de ese volumen de agua y establecer de manera adecuada la respuesta del equivalente en agua acumulado en forma de escorrentía superficial de deshielo.

6.5. CONCLUSIONES GENERALES

La modelación utilizada debe ser validada para obtener resultados más concluyentes. Con las campañas de terreno realizadas durante Octubre del 2009 será posible validarlo una vez que esta temporada de deshielo finalice (Febrero 2009).

El objetivo principal de esta investigación fue ampliamente cumplido: se estableció la reconstrucción del equivalente en agua para la cuenca del estero Navarro, logrando su

determinación tanto espacial como temporal para el período de estudio seleccionado. Los objetivos secundarios fueron parcialmente cumplidos; por un lado se aplicó el modelo en una cuenca vecina y se lograron establecer diferencias comparativas de los resultados en cada una de ellas, se determinaron las precauciones al utilizar información de imágenes satelitales y las condiciones topográficas que influyen en el terreno, pero por otro lado no fue posible determinar la escorrentía de deshielo asociada.

En el capítulo 5.2 se establecieron comparaciones de los flujos potenciales máximos de derretimiento obtenidos por medio de la metodología propuesta por Molotch y Bales (2006) y Peña y Vidal (1989), encontrándose entre ellas diferencias cercanas al 49%. Las diferencias encontradas se deben principalmente a la estimación de la emisividad del aire. Molotch y Bales (2006) estimó que la emisividad del aire es 0,765, mientras que Peña y Vidal (1989) la estiman en 0,59. Tales diferencias de estimación se deben principalmente a la ubicación de la zona de estudio. Molotch y Bales (2006) realizaron tales parametrizaciones en base a estudios realizados en cuencas del hemisferio norte localizadas a una latitud de 40°, mientras que Peña y Vidal (1989) se basaron en cuencas localizadas en la zona central de Chile a 33° de latitud sur.

Existe un 32% del volumen de agua potencialmente derretible que no necesariamente se refleja como volumen acumulado. En el capítulo 5.2.4 se detalló la metodología que se siguió para determinar tal porcentaje de pérdida volumétrica. Se concluye entonces, que tales pérdidas volumétricas representan la suma agregada de los efectos de infiltración, evaporación y sublimación del manto nival.

Finalmente, la dinámica de la serie de procesos que ocurren continuamente sobre el manto nival generalmente se caracteriza por ser de difícil parametrización; por lo que desde luego el estudio de nieves siempre llevará de la mano aproximaciones y simplificaciones realistas, tratando de emular de mejor manera este complejo comportamiento. El realizar simplificaciones no necesariamente conduce a errores o resultados incorrectos, si no más bien conduce a un necesario ajuste de parámetros y entrenamiento de la modelación.

CAPÍTULO VII

REFERENCIAS

ANDERSON, E. (1976). *A Point Energy and Mass Balance Model of Snow Cover*. NOAA Tech. Rpt., NWS 19. US. Dept. Commerce, National Oceanic Atmos. Admin.

BRUBAKER, K., RANGO A. KUSTAS, W. (1996), Incorporating radiation inputs into snowmelt runoff model, *Hydrol. Processes*, 10, 1329-1343.

CADE-IDEPE (2004) Consultores en Ingeniería. Cuenca del río Aconcagua. Santiago: Dirección General De Aguas.

CARTES, M. (2009). “Pronóstico de Volúmenes de Deshielos Mediante Redes Neuronales Recurrentes e Imágenes Satelitales MODIS” Tesis para optar al grado de Magíster en recursos y Medio Ambiente Hídrico y Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad De Chile.

CLINE, D., BALES, R., DOZIER J. (1998), Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resour. Res.*, 34.

DEWALLE, D., Y RANGO, A. (2008). “Principles of Snow Hydrology”. New York: Cambridge University Press.

DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE. (2005) “Descripción Climatológica V Región de Valparaíso.” Dirección Meteorológica de Chile.
<http://www.meteochile.cl/climas/climas_quinta_region.html>.

DOZIER, J. (1980), A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous terrain, *Water Resour. Res.*, 16, 709-718.

DOZIER, J., Y FREW, J. (1990), Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 28, 963-969.

FOSTER, J.L. Y RANGO, A. (1982). Snow cover conditions in the northern hemisphere during the winter of 1981. *J.Clim.*, 20, 171-83.

KONDRAT'YEV, K. Y. (1965). *Radiative Heat Exchange in the Atmosphere*. Oxford: Pergamon Press.

KONZELMANN, T., R. S. W. VAN DE WAL, W GREUELL, R. BINTANJA, E. A. C. HENNEKEN, Y ABE-OUCHI (1994): Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland ice sheet. *Global Planet. Change.*, 9, 143-164.

KÖNIG-LANGLO G., AUGSTEIN E. (1994): Parameterization of the downward longwave radiation at the Earth's surface in polar regions. *Meteorol. Z.*, 3, 343-347.

KLESIUS, M. (2007), "The Mystery of Snowflakes", National Geographic 211 (1): 20, ISSN 027-9358

LEYDECKER, A. Y MELACK, J.M. (1999). Evaporation from snow in the Central Sierra Nevada of California. *Nordic Hydrol.*, 30(2), 81-108.

MATHEY J., VALÉRIAN M. (2007). *Galerie de flocons de neige*. Oxford: Pergamon Press.

MAGONO, C. Y LEE, C.W. (1966), Meteorological Classification of Natural Snow Crystals, Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, 1966.

MASON, B. (1971), *In the Physics of Clouds*. Oxford University Press, 1971

MOLOTCH, N., FASSNACHT S., BALES R., HELFRICH S. (2004): Estimating the distribution of snow water equivalent and snow extent beneath cloud cover in the Salt-Verde river basin, Arizona. *Hydrol. Process.* 18, 1595-1611 (2004).

MOLOTCH, N., Y BALES R. (2006), Comparison of ground-based and airborne snow surface albedo parameterizations in an alpine watershed: Impact on snowpack mass balance, *Water Resour. Res.*, 42, w05410, doi: 10.1029/2005WR0004522.

MUÑOZ, F. (1986). Determinación de Caudales Medios Diarios efluentes de cuencas Nivo-Pluviales Andinas chilenas mediante el uso de Imágenes Satelitarias, Variables Meteorológicas y Parmámetros Hidrogeomorfológicos. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile. Santiago. Chile.

NAKAYA, U (1954). Snow Crystals: Natural and Artificial. Harvard University Press.

PEÑA Y VIDAL (1989), Estimación de crecidas de Deshielo. Análisis de las crecidas de Noviembre/Diciembre de 1987. IX Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica.

PIRAZZINI, R., NARDINO, M., ORSINI, A., CALZOLARI, F., GEORGIADIS, T., Y LEVIZZANI, V (2000), Parameterization of the downward longwave radiation from clear and cloudy skies at NY Alesund (Svalbard).

PRENSA AUSTRAL (2005), http://www.laprensaaustral.cl/lpa/noticia_nat.asp?id=1387

SCHMIDT, R. A, TROENDLE, C., MEIMAN, J. (1998). Sublimation of snowpacks in subalpine conifer forests. *Can. J. For.Res.*, 28 (4), 501-13.

SERNAGEOMIN (2002). Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000. Santiago: Servicio Nacional De Geología Y Minería.

STEPPUHUN, H. (1981). Snow and agriculture. In Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use, ed. D.M. Gray and D.H. Male. Toronto: Pregamon Press, pp. 60-125.

VALCK, P. (2004) “Modelación espacial de la cobertura nival, usando distribución de precipitaciones de modelos meteorológicos” Tesis para optar al grado de Magíster en recursos y Medio Ambiente Hídrico y Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile: Santiago.

CAPÍTULO VIII

ANEXOS

8.1. CÁLCULO DEL CAUDAL EN LA CUENCA DEL ESTERO NAVARRO A TRAVÉS DE UNA TRANSPOSICIÓN POR ÁREA NIVAL CON LA CUENCA DEL ESTERO JUNCAL (Q' OBSERVADO)

En el capítulo 5.2 se hacía necesario saber el caudal medio diario asociado a la cuenca del estero Navarro para establecer relaciones con los flujos potenciales de derretimiento. Sin embargo, al no existir ningún registro fluviométrico sobre aquel estero se tuvo que reconstruir en base a la información disponible en el estero Juncal. En la figura 8.1 se muestra la localización de la cuenca del estero Juncal y sus sub cuencas.

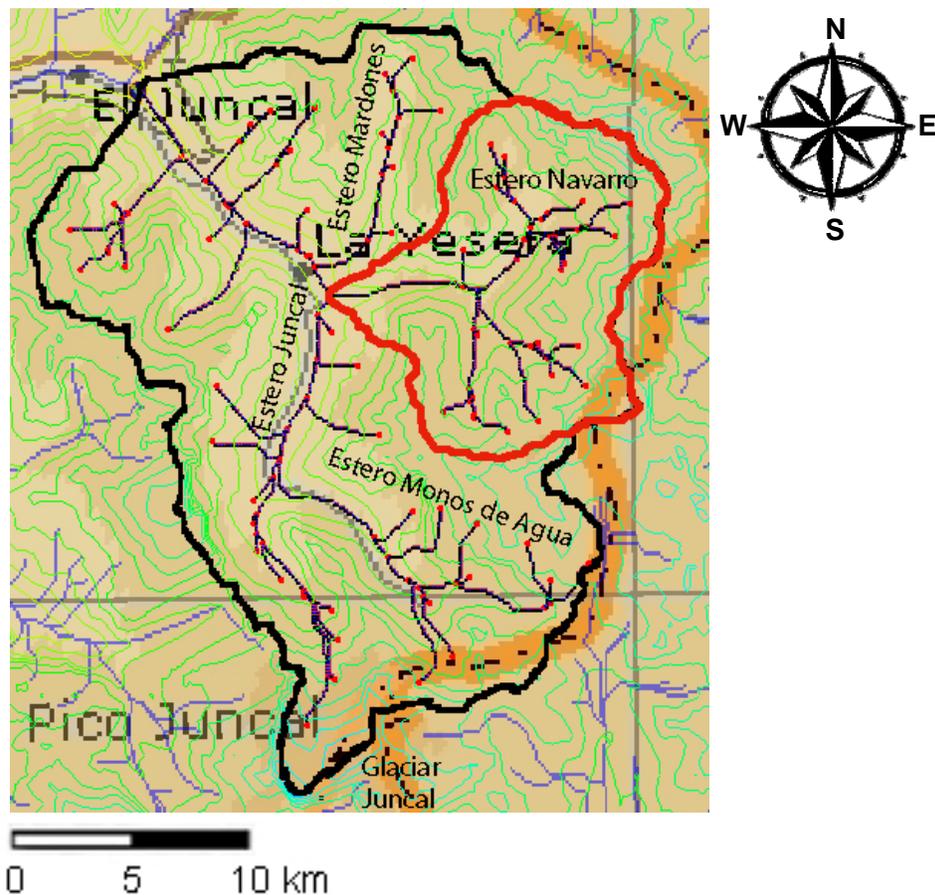


Figura 8.1: En negro límites de la cuenca del estero Juncal, en rojo límites de la cuenca del estero Navarro.

Tal como se observa en la figura 8.1, la cuenca del estero Navarro es sub-cuenca del estero Juncal, hecho que permite establecer relaciones entre las coberturas nivales de ambas cuencas asociadas con los flujos de escorrentía de derretimiento.

A la salida de la cuenca del estero Juncal se encuentra una estación fluviométrica en la que se cuenta con registros de caudales medios diarios para ambos ciclos de derretimiento, sin embargo sólo se utilizarán los datos del primer ciclo de deshielo para el tratamiento de la información. (figura 8.2)

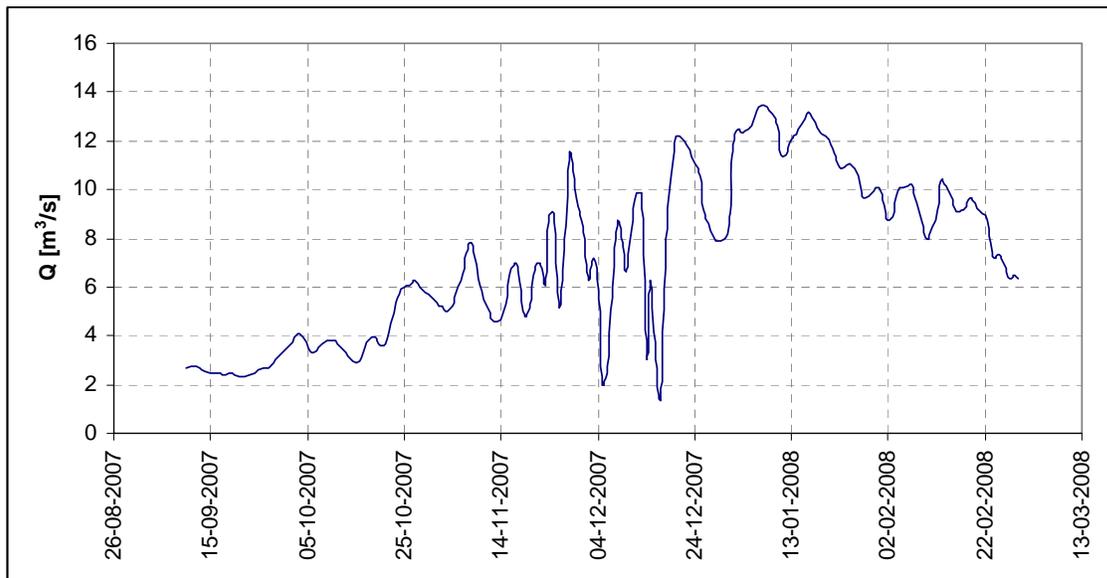


Figura 8.2: Caudal medio diario observado en estación Juncal en Juncal, primer ciclo de derretimiento.

Por otra parte, es posible obtener la cobertura nival media, tanto en la cuenca del estero Juncal como en la cuenca del estero Navarro. Esto se hace a través de las imágenes satelitales descargadas y según el procedimiento descrito en el capítulo 5.2.1 se obtienen tales parámetros medios diarios. Lo anterior se muestra en la figura 8.3.

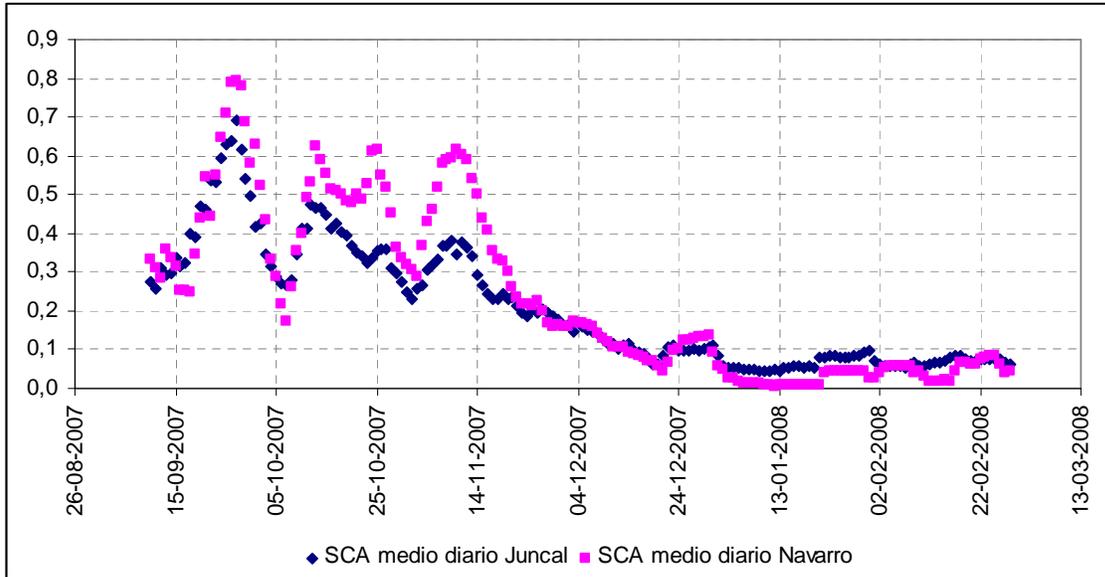


Figura 8.3: Cobertura nival media cuenca del estero Juncal y cuenca del estero Navarro.

La metodología empleada se basa en la idea de que como ambas cuencas se catalogan como cuencas netamente nivales, su aporte en escorrentía dependerá exclusivamente de la cobertura nival media de la cuenca.

Se propone entonces,

$$Q'_{observado}_{Na\ var\ ro}(t) = Q_{juncal}(t) \cdot \frac{SCA_{Na\ var\ ro}(t)}{SCA_{Juncal}(t)} \cdot \frac{A_{Na\ var\ ro}}{A_{Juncal}} \quad (8.1)$$

En dónde:

$Q'_{observado}_{Navarro}$: Caudal medio diario obtenido a través de una transposición por área para la cuenca del estero Navarro [m³/s].

Q_{Juncal} : Caudal medio diario observado en la estación fluviométrica Juncal en Juncal [m³/s].

$SCA_{Navarro}$: Cobertura nival media diaria en la cuenca del estero Navarro.

SCA_{Juncal} : Cobertura nival media diaria en la cuenca del estero Juncal.

$A_{Navarro}$: Área total de la cuenca del estero Navarro. 59,7 km².

A_{Juncal} : Área total de la cuenca del estero Juncal. 227,4 km².

Los resultados obtenidos se grafican en la figura 8.4.

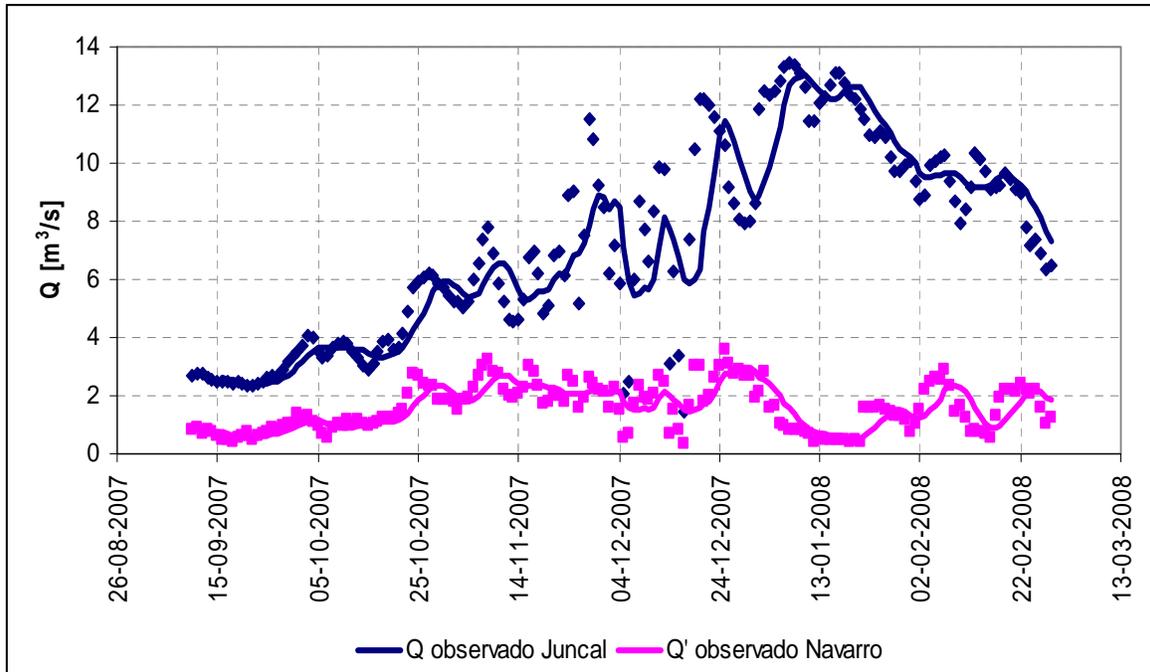


Figura 8.4: Caudal en Juncal y caudal obtenido en Navarro según ecuación 9.1

8.1.1. Comprobación en terreno de Q' observado.

Es lógico concluir que no es posible validar los caudales obtenidos para la cuenca del estero Navarro, dado que la base de la modelación es la reconstrucción y no la proyección. Sin embargo, es posible realizar comparaciones de caudales actuales para así chequear la validez de la metodología utilizada.

El 15 de Octubre del 2009 se realizó una campaña de terreno que consistía en aforar los esteros Juncal y Navarro por medio del método del molinete. El aforo del estero Navarro se hizo un par de metros aguas arriba de la confluencia con el estero Juncal, y éste ultimo se aforó sobre la estación Juncal en Juncal (figura 85).

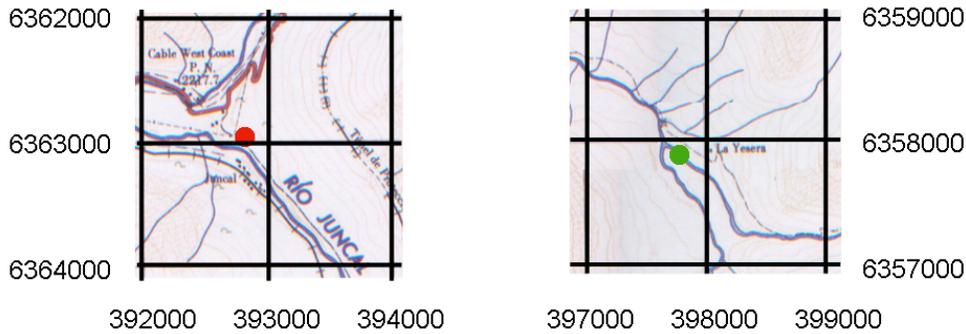


Figura 8.5: Localización de los aforos. En rojo sobre la estación Juncal en Juncal y en verde en estero Navarro aguas arriba de la confluencia con el estero Juncal.

Como resultado de los aforos se obtuvieron los siguientes caudales:

$$Q_{Juncal} = 2,1 \text{ m}^3 / \text{s}$$

$$Q_{Na \text{ var } ro} = 0,8 \text{ m}^3 / \text{s}$$

Según información satelital, la cobertura nival media registrada en la cuenca del estero Navarro para ese día es de 0,9, mientras que la registrada en la cuenca del estero Juncal es de 0,83. Si se aplica la ecuación 8.1 para los datos anteriormente descritos, se obtiene que el caudal estimado sobre el estero Navarro es de $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que representa una subestimación de un 25% con respecto a lo real.

Una subestimación puntual del 25% se entiende muy razonable, y a pesar de que se deberían establecer diferencias porcentuales a lo largo de un período mayor y no solo en un día, se cree que la metodología es adecuada y permite entregar valores de caudal en una cuenca en donde anteriormente no existía información alguna.

8.2. CÓDIGO MATLAB

```
%Rutina que calcula el SWE en función de balance energético
%basado en paper Comparision of ground-based and airborne snow surface
albedo
%parameterizations in an alpine watershed: Impact on snowpack mass
balance
%(c) Nivaldo Martínez P. 2009, nimartin@ing.uchile.cl
%


---


mq=0.026; %factor de conversión de energía a altura de agua m2/(W*day)
ar=0.09; %restricted degree day coefficient cm/°C
sigma=5.67e-08;
zportillo=2870; %elevacion msnm de portillo (lugar donde se han medido
Temperaturas)
zelyeso=2566; %elevacion msnm de embalse el yeso (lugar donde se midieron
las radiaciones)
eclr=0.765; %emisividad del aire con cielos claros
esnw=0.985; %emisividad de la nieve, la cual se dejará fija
aviso='Revisar variable! --> '; %warning de que imagen satelital no esté
dentro de los parámetros

rowl=563; %límite norte de la cuenca-1
rowb=585; %límite sur de la cuenca+1
coll=1619; %límite weste de la cuenca-1
colb=1641; %límite este de la cuenca+1
swedacc=0; %inicio de contador del equivalente en agua acumulado
mvacc=0;
tinicial=254;
tfinal=425;

%carga de variables básicas
load('Navarro.mat'); %shape navarro
load('ssolar.mat'); %vector radiación solar (t)
load('taire.mat'); %vector temperatura del aire (t)
load('dem.mat'); %matriz de elevación de la cuenca
load('dem3.mat'); %matriz flipud lista para graficar

for t=tinicial:tfinal

load(strcat('sca',int2str(t))); %carga cada una de las variables y luego
las cierra para no tener out of memory error
%load(strcat('e',int2str(t)));
load(strcat('tsn',int2str(t)));
load(strcat('a',int2str(t)));
load(strcat('nub',int2str(t)));

ta=taire(t); %temperatura del aire
%if ta<0, ta==0, end;
s=ssolar(t); %radiacion solar incidente
```

```

scan=eval(strcat('sca',int2str(t)));
%en=eval(strcat('e',int2str(t)));
tsnn=eval(strcat('tsn',int2str(t)));
an=eval(strcat('a',int2str(t)));
nubn=eval(strcat('nub',int2str(t)));
swedn=strcat('swed',int2str(t));

for i=rowl:rowb
    for j=coll:colb

        x=round(i/2);
        y=round(j/2);
        a=round(i/2)+1168;
        b=round(j/2)+957;

        %distribucion espacial de la temperatura
        temp1(i-rowl+1,j-coll+1)=double(dem(i-rowl+1,j-coll+1));
        temp2(i-rowl+1,j-coll+1)=temp1(i-rowl+1,j-coll+1)-zportillo;
        temp3(i-rowl+1,j-coll+1)=double(ta-temp2(i-rowl+1,j-
coll+1)*0.006);
        tea(i-rowl+1,j-coll+1)=temp3(i-rowl+1,j-coll+1);
        teasinr(i-rowl+1,j-coll+1)=tea(i-rowl+1,j-coll+1);
%temperatura del aire sin restringir que sea negativo
        if tea(i-rowl+1,j-coll+1)<0; tea(i-rowl+1,j-coll+1)=0; end;
        %fin distribucion espacial temperatura

        %distribucion espacial de la radiacion solar
        temp4(i-rowl+1,j-coll+1)=temp1(i-rowl+1,j-coll+1)-zelyeso;
        temp5(i-rowl+1,j-coll+1)=double(s+temp2(i-rowl+1,j-
coll+1)*0.02137);
        solar(i-rowl+1,j-coll+1)=1.0.*temp5(i-rowl+1,j-coll+1);
        %fin distribucion espacial radiacion solar

        %calculo de la radiacion termal incidente
        temp8(x,y)=double(nubn(x+1168,y+957));
        nub(x,y)=temp8(x,y).*0.01;
        nubes(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=double(nub(x,y));
        if nubes(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)>1; nubes(x-
round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=0; end; %hago 0 cualquier pixel de
nube que tenga error

        temp9(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=eclr.*(1-(nubes(x-
round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1))^4);
        temp10(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=0.952.*(nubes(x-
round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1))^4;
        temp11(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=temp9(x-
round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)+temp10(x-round(rowl/2)+2,y-
round(coll/2)+1); %konzelmann et al 1994

        lin(i-rowl+1,j-coll+1)=sigma.*(teasinr(i-rowl+1,j-
coll+1)+273.15)^4.*temp11(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1);

```

```

%fin calculo radiacion termal incidente

%inicio calculo radiacion termal saliente
temp1(x,y)=double(tsn(x,y));
tsn(x,y)= temp1(x,y)*0.02; %temperatura de la nieve en grados
kelvin
    tsnd(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=double(tsn(x,y));
%temperatura de la nieve en grados kelvin formato doble
    if tsnd(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)==0;, tsnd(x-
round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=273.15; , end;
    if tsnd(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)>273.15; , tsnd(x-
round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=273.15; , end; %se restringe la
temperatura de la nieve a -0°C
    lout(i-rowl+1,j-coll+1)=(esnw.*sigma.*(tsnd(x-
round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)^4)+(1-esnw).*lin(i-rowl+1,j-coll+1));
%basado en Dewalle y Rango, pagina 157
    %fin calculo radiacion termal saliente

    albedo(i-rowl+1,j-coll+1)=double(an(i,j))*0.01; %se
multiplica por 0.01 para pasar a número
    %if albedo(i-rowl+1,j-coll+1)==1.5 , strcat(aviso,'albedo
',int2str(t),' pixel:', 'i=',int2str(i),'/', 'j=',int2str(j),' razon: nube
tapando albedo'), end
    if albedo(i-rowl+1,j-coll+1)>=1; , albedo(i-rowl+1,j-
coll+1)=0; , end;

    oc(i-rowl+1,j-coll+1)=solar(i-rowl+1,j-coll+1).*(1-albedo(i-
rowl+1,j-coll+1)); %radiacion de onda corta
    ol(i-rowl+1,j-coll+1)=lin(i-rowl+1,j-coll+1)-lout(i-rowl+1,j-
coll+1); %radiacion de onda larga
    mv(i-rowl+1,j-coll+1)=((oc(i-rowl+1,j-coll+1)+ol(i-rowl+1,j-
coll+1))*mq+tea(i-rowl+1,j-coll+1).*ar).*1; %flujos potenciales [cm]

    sca(i-rowl+1,j-coll+1)= double(scan(i,j));
    %if sca(i-rowl+1,j-coll+1)==250; , strcat(aviso,'NUBES!
',int2str(t),' pixel:', 'i=',int2str(i),'/', 'j=',int2str(j),' razon:
Tapado con nubes'), end;
    if sca(i-rowl+1,j-coll+1)>=250; , sca(i-rowl+1,j-coll+1)=0; ,
end;

    cobertura(i-rowl+1,j-coll+1)=sca(i-rowl+1,j-coll+1).*0.01;
%multiplico por 0.01 para pasar a número
    if cobertura(i-rowl+1,j-coll+1)>1 , strcat(aviso,'cobertura
',int2str(t),' pixel:', 'i=',int2str(i),'/', 'j=',int2str(j),' razon:
cobertura>1'), end %avisar cualquier error
    if cobertura(i-rowl+1,j-coll+1)>1; , cobertura=0; , end;

```

```

        swed(i-rowl+1,j-coll+1) =1.0.*mv(i-rowl+1,j-
coll+1).*cobertura(i-rowl+1,j-coll+1).*10; %swed=swe a nivel diario en mm

```

```

        if Navarro(i,j) == 0 %ciclo de le da el shape a la figura.
Ojo que dim(shape_cuenca)=23x23

```

```

        lout(i-rowl+1,j-coll+1) = NaN;
        mv(i-rowl+1,j-coll+1) = NaN;
        albedo(i-rowl+1,j-coll+1) = NaN;
        solar(i-rowl+1,j-coll+1) = NaN;
        swed(i-rowl+1,j-coll+1) = NaN;
        cobertura(i-rowl+1,j-coll+1) = NaN;
        tsnd(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1)=NaN;
        lin(i-rowl+1,j-coll+1) = NaN;
        nubes(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1) = NaN;

```

```

    end

```

```

        %if swed(i-rowl+1,j-coll+1)<-5 , strcat('WARNING!!!','swed
',int2str(t),' pixel:', 'i=',int2str(i-563+1),'/', 'j=',int2str(j-1619+1),'
razon: swed<-5 mm'), end %avisar cualquier error

```

```

        if swed(i-rowl+1,j-coll+1)<-5;, swed(i-rowl+1,j-
coll+1)=0;,end; %fuerzo a que los SWEd negativos hasta 5 mm se hagan 0
por errores del instrumento, si es menor que 5 mm avisará

```

```

        BNET(i-rowl+1,j-coll+1)=(1-albedo(i-rowl+1,j-
coll+1)).*solar(i-rowl+1,j-coll+1)+0.59.*sigma.*(tea(i-rowl+1,j-
coll+1)+273.15)^4-sigma.*(tsnd(x-round(rowl/2)+2,y-round(coll/2)+1))^4;
        DGA(i-rowl+1,j-coll+1)=0.0768.*BNET(i-rowl+1,j-
coll+1)+1.10.*tea(i-rowl+1,j-coll+1)+4.89;

```

```

    end
end

```

```

swed=flipud(swed);

```

```

figure(1)
pcolor(swed), shading flat, colorbar;
titulo=strcat('Flujo potencial de derretimiento [mm], Día', ' -
',int2str(t));
title(titulo);
%set(gca,'Clim',[-1 1]) % set color range from 270 to 330

```

```

swedacc = swedacc + swed; %equivalente en agua acumulado
clear (strcat('sca',int2str(t)));
clear (strcat('e',int2str(t)));
clear (strcat('tsn',int2str(t)));

```

```
clear (strcat('a',int2str(t)));  
clear (strcat('nub',int2str(t)));  
  
end  
surf(dem3,swedacc);
```