



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

HIDRO-GLACIOLOGÍA DE GLACIARES ROCOSOS Y DESCUBIERTOS EN LOS
ANDES DE CHILE CENTRAL

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA
INGENIERÍA, MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

LUIS JAVIER MARCOLETA ROMERO

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MIGUEL LAGOS ZUÑIGA
XIMENA VARGAS MESA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por CONICYT-PCHA/Magíster Nacional/Año
2016 - folio 22161697

SANTIAGO DE CHILE
2019

Resumen de la tesis para optar al
Título de Ingeniero Civil y Grado de Magister
en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos
y Medio Ambiente Hídrico
Por: Luis Javier Marcoleta Romero
Fecha: Agosto de 2019
Prof. Guía: James McPhee Torres

HIDRO-GLACIOLOGÍA DE GLACIARES ROCOSOS Y DESCUBIERTOS EN LOS ANDES DE CHILE CENTRAL

El presente documento muestra la modelación de la cuenca del Estero Yerba Loca (108.8 [km²]), ubicada en la zona cordillerana al oriente de la ciudad de Santiago, presentando un 6.2 % de su área cubierta por glaciares. La zona presenta una mezcla de glaciares descubiertos, cubiertos y rocosos en su zona alta, por lo que presenta buenas condiciones para estimar el aporte de estos últimos tipos de glaciares.

En la modelación se incluyó una variante con flujo de hielo, con el fin de evaluar la importancia y/o repercusiones que tiene la inclusión de este en la modelación. Adicionalmente se evaluaron modelos para cálculo de ablación en glaciares cubiertos y rocosos para la evaluación del aporte de estos en la hidrología de la zona. Todos estos cambios fueron a su vez sometidos a una variación en los forzantes climáticos y en los parámetros, para simular condiciones de cambio climático y la sensibilidad por parte de los parámetros.

Dentro de los resultados conseguidos, los modelos mostraron resultados similares en la calibración, obteniendo valores alrededor de 0.6 para el coeficiente de Nash Sutcliffe a nivel diario. En cuanto al período de validación el modelo con flujo de hielo mostró mayor robustez, mejorando los valores de índices de eficiencia en un valor total de 0.1 respecto a los otros modelos implementados. A su vez se pudo observar que los flujos superficiales no sufren grandes cambios, sin embargo el proceso de calibración resultó en un aumento superior al 10 % del nivel de almacenamiento subterráneo para el modelo sin flujo de hielo, representando un movimiento en las formas de almacenamiento de la cuenca. Por parte del efecto sobre los glaciares, la inclusión de flujo mostró extender por alrededor de un año el periodo de permanencia de las URH más susceptibles a derretimiento.

En cuanto al aporte de los glaciares rocosos y cubiertos a los volúmenes de derretimiento mensual se observó un comportamiento estable año a año, con aportes de alrededor de 6 % en plena época estival, lo que incluso se proyectó hasta alrededor de 20 % para un año seco con altas temperaturas medias estivales. Al relacionar los aportes glaciares a la escorrentía con variables simples de medir se mostraron como mejores predictores/indicadores la precipitación del periodo invernal, así como las temperaturas medias y máximas medias del período estival.

Respecto a cambios en forzantes, los modelos mostraron similares comportamientos, dejando mayor sensibilidad del flujo superficial a cambios de precipitación y mayor sensibilidad de los glaciares a cambios en la temperatura. Al comparar las respuestas de ambos flujos a cambios en temperatura, se observó una mayor sensibilidad en la cantidad de hielo por parte del modelo sin flujo de hielo, lo que podemos interpretar como una mayor resiliencia de glaciares con importantes tasas de movimiento a escenarios de cambio climático.

A mis padres

Agradecimientos

Comenzar agradeciendo a mi familia, quienes día a día dieron el apoyo necesario para seguir adelante, incluso en los días difíciles de Universidad que toca vivir. Los número uno en este agradecimiento son mis padres, quienes desde siempre me incentivaron y dieron la oportunidad de dedicarme a lo que deseara, sin mayores preocupaciones que eso. A mi hermana, por siempre estar ahí cuando algo se necesitaba y a mi polola, Texia, por soportarme durante estos años donde mi ánimo no siempre fue el mejor.

Continuar por quienes acompañaron en alguna de todas las etapas de Universidad, en las largas tardes/noches de estudio intentando entender jeroglíficos. Son muchos a quienes debería incluir en esa lista, pero especial mención a quienes acompañaron durante la última etapa: Aldo, Cristóbal, Javi, Geeta y Jose. Siempre quedarán en el recuerdo todos los buenos momentos, ya sea originados a razón del estudio o simplemente un buen momento para compartir.

Darle las gracias a todas las personas del tercer piso, quienes en más de algún momento prestaron la ayuda que se necesitaba. Especial agradecimiento a quienes fueron mis compañeros de oficina la mayor parte del tiempo, Harold y Karen, por el buen ambiente dentro de la oficina. Por supuesto, muchos agradecimientos a la Jaque, que siempre estuvo ahí para los consejos, la ayuda, orientación, etc; una buena palabra en toda ocasión.

Agradecer a mi comisión, por darme la oportunidad y por los consejos/conocimientos entregados a lo largo de mi permanencia en la Universidad. En particular quiero agradecer a mi profesor guía, por permitirme conocer el trabajo en terreno, viajar y conocer lugares en que jamás imaginé estar. A todos con quienes compartí algún día en un terreno, especialmente a Marlene y Yohann, con quienes fueron varios viajes pasando alegrías, sufriendo, improvisando, pero siempre tratando de hacerlo lo mejor posible. Agregar agradecimientos a la gente del Coldwater Lab, que me recibió y ayudó en Canmore, haciéndome sentir como en casa.

Muchas personas se me quedan en el tintero, pero definitivamente agradecer a todos quienes fueron parte de este proceso, ya sea desde el punto de vista académico, personal, etc. Sin todas esas personas que ayudaron en algún momento, por más pequeña que fuera la ayuda, esto no habría sido posible.

Tabla de Contenido

Índice de Tablas	vii
Índice de Ilustraciones	ix
1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo General	2
1.2.2. Objetivos Específicos	2
1.3. Estructura del Informe	3
2. Revisión De Antecedentes	4
2.1. Tipos de Glaciares	4
2.1.1. Glaciares descubiertos	4
2.1.2. Glaciares cubiertos	5
2.1.3. Glaciares rocosos	5
2.2. Glaciares en Chile	5
2.3. Cold Regions Hydrological Model (CRHM)	8
2.4. Modelación de Glaciares	9
2.5. Modelos para glaciares cubiertos	12
2.6. Flujo en glaciares	17
2.6.1. Flujo basal	17
2.6.2. Deformación interna	18
2.7. Cambio climático	18
3. Zona De Estudio e Información Disponible	21
3.1. Ubicación	21
3.2. Geomorfología	22
3.3. Clima	23
3.4. Hidrología	24
3.5. Flora y Fauna	26
3.6. Glaciares	27
3.6.1. Glaciar Paloma Este	28
3.6.2. Glaciar Altar Sur	28
3.6.3. Glaciar Littoria	28
3.6.4. Glaciar 58	29
3.6.5. Glaciar Rincón	29

3.6.6.	Glaciar Paloma Oeste	29
3.6.7.	Otra información glaciológica disponible	30
4.	Metodología	31
4.1.	Modelo Hidrológico	31
4.1.1.	División en Unidades de Respuesta Hidrológica	31
4.1.2.	Forzantes meteorológicas	32
4.1.3.	Creación Modelo	35
4.2.	Variabilidad Climática	37
4.3.	Análisis de Sensibilidad	37
5.	Resultados	39
5.1.	Variables meteorológicas	39
5.1.1.	Temperatura	39
5.1.2.	Precipitación	41
5.2.	Modelo para glaciares cubiertos y rocosos	43
5.3.	Calibración y Validación	45
5.4.	Incorporación flujo de hielo en modelo	49
5.5.	Aporte glaciares cubiertos y rocosos	54
5.6.	Variabilidad Climática	58
5.7.	Análisis de Sensibilidad	63
5.7.1.	Modelo Original	63
5.7.2.	Modelo con flujo de hielo	65
5.7.3.	Modelo sin flujo de hielo	66
6.	Discusión	68
6.1.	Variables meteorológicas	68
6.2.	Modelo para glaciares cubiertos y rocosos	68
6.3.	Incorporación flujo de hielo en modelo	69
6.4.	Aporte glaciares rocosos y cubiertos	71
6.5.	Variabilidad Climática	71
6.6.	Análisis de Sensibilidad	72
7.	Conclusiones	73
8.	Bibliografía	75
Anexos		81
Anexo A:	Parámetros calibración	82
Anexo B:	Series de forzantes meteorológicos para cada URH	84
Anexo C:	Cambios en variables por cada URH	97
Anexo D:	Escenarios de Cambio Climático	116
Anexo E:	Variaciones de Parámetros	144
Anexo E:	Índices Hidrológicos	153

Índice de Tablas

2.1. Resumen distribución por tipos de Glaciares en Chile, utilizando definiciones detalladas po Centro de estudios científicos (2009).	6
2.2. Distribución por tipos de glaciares en los Andes de Chile Central.	7
2.3. Reporte temperaturas y precipitaciones Región Metropolitana y proyección a 2050	20
3.1. Parámetros geomorfológicos cuenca Yerba Loca	22
3.2. Características generales glaciares cuenca Yerba Loca	27
3.3. Balance de masa Glaciar Paloma Este	28
3.4. Balance de masa Glaciar Altar Sur	28
3.5. Balance de masa Glaciar Littoria	29
3.6. Balance de masa Glaciar 58	29
3.7. Balance de masa Glaciar Del Rincon	29
3.8. Resumen información glaciológica disponible	30
4.1. Humedades Relativas Estación Los Libertadores	35
5.1. Comparación valores medios mensuales de precipitación observada y precipitación lograda con el modelo	42
5.2. Resumen derretimientos acumulados observados y modelados	44
5.3. Resumen índices de eficiencia a nivel diario para los modelos utilizados.	47
5.4. Comparación velocidades medidas y calculadas.	48
5.5. Índices Hidrológicos de las distintas versiones de modelo utilizadas	50
5.6. Balances en glaciares descubiertos observados y calculados con modelos con y sin flujo	54
5.7. Espesores utilizados en los detritos, según la URH correspondiente	55
5.8. Balances en glaciares rocosos observados y calculados con modelos con y sin flujo	55
5.9. Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original	63
5.10. Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original	64
5.11. Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original	64
5.12. Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original	64

5.13. Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original	64
5.14. Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo.	65
5.15. Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo	65
5.16. Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo	65
5.17. Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo	65
5.18. Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo	65
5.19. Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo	66
5.20. Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo	66
5.21. Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo	66
5.22. Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo	66
5.23. Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo	66
5.24. Sensibilidad de la cantidad de hielo según cambios en el espesor de detritos utilizado	67

Índice de Ilustraciones

2.1.	Curva de Östrem	12
2.2.	Esquema modelo DEB	14
2.3.	Esquema Flujo de Hielo	17
2.4.	Temperaturas máximas enero línea base y proyección en zona central	19
2.5.	Precipitaciones línea base y proyección en zona central	19
3.1.	Mapa ubicación Cuenca Yerba Loca	22
3.2.	Curva hipsométrica cuenca Yerba Loca	23
3.3.	Precipitación media mensual Estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco	24
3.4.	Climograma estación Mapocho en Los Almendros	24
3.5.	Serie de Caudales estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco	25
3.6.	Curvas de Variación Estacional estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco (Periodo 1986-2018)	25
3.7.	Curvas de Duración para caudales medios, máximos y mínimos diarios en estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco (Periodo 1986-2018)	26
3.8.	Mapa ubicación glaciares Cuenca Yerba Loca	27
4.1.	Delimitación Unidades de Respuesta Hidrológica	32
4.2.	Grilla con datos meteorológicos disponibles según Balance Hídrico Nacional .	33
4.3.	Esquema actualización para modelos con y sin flujo de hielo. En rojo se muestra la diferencia entre ambos modelos, donde el modelo sin flujo de hielo no pasa por la actualización de los espesores de hielo en las URH con glaciares.	36
5.1.	Validación distribución temperaturas medias diarias	40
5.2.	Figura superior: Resumen series de temperatura utilizadas. Máxima: Temperatura máxima calculada dentro de la cuenca durante el día; Mínima: Temperatura mínima calculada dentro de la cuenca durante el día; Media: Temperatura media de las URH en la cuenca. Figura inferior-izquierda: Distribución de temperaturas mínimas. Figura inferior-central: Distribución de temperaturas medias. Figura inferior-derecha: Distribución de temperaturas máximas.	40
5.3.	Series mensuales de precipitaciones calculadas y observadas estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco	41
5.4.	Dispersión precipitaciones mensuales estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco	41

5.5. Rangos de precipitaciones diarias utilizadas para la modelación. Máxima: Precipitación máxima calculada dentro de la cuenca durante el día; Mínima: Precipitación mínima calculada dentro de la cuenca durante el día; Media: Precipitación media de las URH en la cuenca.	42
5.6. Distribución precipitaciones diarias medias en la cuenca Yerba Loca. Se han considerado solo los días con precipitación.	43
5.7. Validación derretimientos acumulados durante temporadas en distintos glaciares rocosos con modelo DEB	43
5.8. Validación tasas medias de ablación durante temporadas en distintos glaciares rocosos con modelo DEB	44
5.9. Relaciones derretimientos calculados con modelo DEB y variables observada	45
5.10. Resultados calibración y validación para modelo original	46
5.11. Resultados calibración y validación para modelo con flujo de hielo original .	46
5.12. Resultados calibración y validación para modelo sin flujo de hielo	47
5.13. Comparación derretimientos puntuales para glaciares descubiertos. Se han comparado valores obtenidos de balances en estacas para distintos periodos con los valores de derretimiento obtenidos de la URH correspondiente.	48
5.14. Curvas de Duración para modelo original	49
5.15. Curvas de Duración para modelos con y sin flujo de hielo	50
5.16. Comparación caudales modelos con y sin flujo de hielo. Zona con aumento para ejemplificar las diferencias observadas en una escala menor.	51
5.17. Comparación contenido de frío medio modelos con y sin flujo de hielo. Zona con aumento para ejemplificar las diferencias observadas en una escala menor.	51
5.18. Comparación almacenamiento subterráneo medio modelos con y sin flujo de hielo	52
5.19. Comparación valores medios de hielo y rangos totales obtenidos con modelos con y sin flujo de hielo. Zona con tonos rojos corresponde a áreas donde solo hay valores de modelo con flujo de hielo; Zona azul a zonas donde solo hay valores de modelo sin flujo; Zona violeta se encuentran valores generados por ambos modelos.	52
5.20. Comparación SWE medio modelos con y sin flujo de hielo	53
5.21. Comparación flujos superficiales en URH superior (13)	53
5.22. Aportes mensuales a la escorrentía según tipo de derretimiento. Izquierda: Valores mensuales; Derecha: Valores medios mensuales.	56
5.23. Relación tasas de derretimiento medias mensuales calculadas con y sin modelo de glaciares cubiertos	56
5.24. Relación de aporte modelo DEB con precipitación en distintos períodos . . .	57
5.25. Relación de aporte modelo DEB con temperatura media en distintos períodos	57
5.26. Relación de aporte modelo DEB con temperatura máxima media en distintos períodos	58
5.27. Relación de aporte modelo DEB con temperatura mínima media en distintos períodos	58
5.28. Cambios producto de variaciones en las forzantes climáticas sobre distintas variables medias, utilizando modelo original	59
5.29. Cambios producto de variaciones en las forzantes climáticas sobre distintas variables medias, utilizando modelo con flujo de hielo	60

5.30. Cambios producto de variaciones en las forzantes climáticas sobre distintas variables medias, utilizando modelo sin flujo de hielo	61
5.31. Comparación cambios en variables entre modelo con flujo de hielo y sin flujo de hielo, en respuesta a cambios en forzantes meteorológicas	62
5.32. Cambios producto de variaciones en las forzantes climáticas sobre la cantidad de hielo utilizando modelo de glaciares cubiertos	63

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

La mayor parte del suministro de agua en la zona central de Chile proviene de fuentes cordilleranas. Dentro de estas fuentes, los deshielos de glaciares forman una parte importante del recurso durante el verano. Dado que esta zona presenta la más alta densidad poblacional del país, los recursos hídricos provenientes de los deshielos cordilleranos constituyen un importante aporte para el consumo humano, además de sus múltiples usos en diversos sectores productivos incluyendo agricultura, industria, minería, etc. Esta combinación presente en los Andes semi-áridos de Chile central, han hecho de la zona una de las más interesantes de estudiar al combinar relativamente grandes glaciares con zonas densamente pobladas y valles ricos en agricultura (Pellicciotti et al., 2014).

En este sentido, los Andes de Chile cuentan con distintos tipos de glaciares, siendo la mayoría de ellos glaciares temperados según su clasificación de temperatura, existiendo casos descubiertos y cubiertos. Según formas podemos encontrar glaciares de valle, de montaña, glaciaretos y glaciares rocosos.

Parte importante de los glaciares son de tipo cubiertos o rocosos (los cuales suelen modelarse de una forma similar). Por ejemplo, en la cuenca del río Maipo (que provee de agua a la principal ciudad chilena), del área total glaciada, un 45.1% corresponde a glaciares con algún tipo de cubierta, sin embargo hay cuencas como la del río Limarí o el río Choapa donde la totalidad de los glaciares se encuentran dentro de la categoría de glaciares cubiertos (Janke et al., 2015).

A pesar de la importancia de la nieve y glaciares en Chile, los estudios hidrológicos que modelen derretimiento de glaciares y cobertura estacional de nieves aún son escasos (Favier et al., 2009; Ragettli & Pellicciotti, 2012; Ragettli et al., 2014) o están desactualizados. Más aún, para el caso de los glaciares rocosos o cubiertos, en general no son considerados en los estudios hidrológicos, haciendo que su estudio y conocimiento sea aún más escaso (Azócar & Brenning, 2010), siendo el estudio de Ayala et al. (2016), lo más completo a la fecha incorporando en la hidrología la modelación explícita de glaciares cubiertos.

Dadas las condiciones anteriormente mencionadas, surge la motivación de realizar un estudio que incluyera los principales componentes hidrológicos de la zona central de Chile, con especial foco en los glaciares, incluyendo los glaciares rocosos y cubiertos.

Para este estudio se ha elegido la cuenca del estero Yerba Loca, ubicada en el sector oriente de la Región Metropolitana. La elección se basó en la condición de cuenca prácticamente sin intervención humana (debido a su condición de Santuario de la Naturaleza), la diversidad de glaciares con que cuenta en su zona alta y la información que se ha podido recopilar durante los últimos años sobre estos glaciares debido a diversos proyectos. Como herramienta de modelación se decidió utilizar el software “Cold Regions Hydrological Model (CRHM)” (Pomeroy et al., 2007), que funciona de forma semi distribuida, con base física para representar la hidrología de la cuenca. El software incluye un modulo para la modelación de los glaciares descubiertos, sin embargo para glaciares cubiertos no cuenta con ninguna herramienta por lo que se le añadió una forma externa de modelar los glaciares cubiertos. Como datos para el modelo se utilizó la información grillada construida para realizar la actualización del balance hídrico de Chile (DGA, 2017). Esto permitió contar con una información distribuida y de mayor extensión temporal, ya que la información disponible de la cuenca en su mayoría es de corta duración o mediciones puntuales.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

La investigación tiene por objetivo principal estudiar la variabilidad interanual del aporte hidrológico de glaciares de distinto tipo en la zona central de Chile, incluyendo glaciares descubiertos y rocosos, diferenciando sus aportes a la generación de escorrentía superficial.

1.2.2. Objetivos Específicos

Como objetivos específicos de la investigación se han propuesto:

- Evaluar el impacto del flujo de hielo sobre la calibración e incertidumbre en la modelación de glaciares de montaña para la zona central de Chile, incluyendo glaciares de rápido y lento movimiento.
- Analizar las similitudes y diferencias del comportamiento hidro-glaciológico de glaciares rocosos, respecto de los glaciares blancos o descubiertos.
- Entender sobre la base de las simulaciones, la respuesta relativa de los glaciares ante variaciones en el régimen de precipitaciones y temperatura, con proyecciones a futuro y análisis de sensibilidad de las variables climáticas.

1.3. Estructura del Informe

Los contenidos de cada capítulo de esta tesis se presentan a continuación:

- **Capítulo 2:** Recopilación de los antecedentes previos para la realización de la tesis.
- **Capítulo 3:** Descripción de los distintos aspectos relevantes de la zona utilizada para el estudio.
- **Capítulo 4:** Descripción de la metodología utilizada y como se aplicaron las ecuaciones de flujo y glaciares rocosos/cubiertos al modelo CRHM.
- **Capítulo 5:** Resultados obtenidos a partir de las simulaciones hechas con las distintas ecuaciones.
- **Capítulo 6:** Discusión de los resultados obtenidos y análisis de estos.
- **Capítulo 7:** Conclusiones obtenidas a partir del análisis de los resultados obtenidos.

Capítulo 2

Revisión De Antecedentes

2.1. Tipos de Glaciares

Un glaciar puede definirse como una masa perenne de hielo terrestre originada a partir de la compresión de nieve que muestra evidencias de flujo pasado o presente (a través de deformación interna y/o deslizamiento en la base) y está restringido por el estrés interno y fricción a la base y lados. Un glaciar se mantiene por acumulación de nieve a altitudes elevadas, equilibrado por la fusión a bajas altitudes y/o descarga al mar. Una masa de hielo del mismo origen que los glaciares, pero de tamaño continental, se llama capa de hielo (IPCC, 2013).

En cuanto a las clasificaciones de los distintos glaciares hay multitudes, por temperatura, tamaño, forma, comportamiento, etc. Típicamente, considerando diferentes versiones y variaciones, en los Andes de Chile Central y Centro Norte se han utilizado 3 niveles para describir y clasificar los glaciares: descubiertos, cubiertos y rocosos (Corte, 1976; Soto et al., 2002; Brenning, 2003, 2005, 2008, 2010; Ferrando et al., 2003; Ferrando Acuña, 2012; Bown et al., 2008; Geoestudios, 2008a,b; Nicholson et al., 2009; Bodin et al., 2010), los que se definen a continuación.

2.1.1. Glaciares descubiertos

En los glaciares descubiertos, también llamados como glaciares blancos o glaciares de hielo limpio, el hielo es claramente visible y contiene muy pocas impurezas o detritos, tanto interna como externamente (Janke et al., 2015). Debido a su composición exclusivamente de hielo (o al menos en porcentajes muy elevados), son glaciares que tienden a ubicarse en alturas superiores a los glaciares cubiertos o rocosos.

2.1.2. Glaciares cubiertos

Los glaciares en esta categoría son aquellos en que parte de la zona de ablación tiene una cobertura continua de detritos supraglaciales en todo su ancho. Algunos autores aplican una definición más rigurosa de una cobertura detrítica de al menos el 50 % de la zona de ablación (Kirkbride, 2011).

El origen de los detritos pueden ser variados, siendo la principal fuente los movimientos masivos, como caídas de rocas, avalanchas de rocas, flujos detríticos, hielo con alto contenido de rocas y avalanchas provenientes de las laderas circundantes (Kirkbride, 1993; Hambrey et al., 2009). El resultado puede ser una distribución heterogénea del espesor de detritos, variando de 0.5 a 2.0 m, aumentando su espesor aguas abajo (Hambrey et al., 2009).

2.1.3. Glaciares rocosos

Los glaciares rocosos son cuerpos de hielo y rocas, que evidencian flujo, a tasas muy inferiores en comparación con glaciares descubiertos (Centro de estudios científicos, 2009). Tienen una cubierta detrítica superior más gruesa que los glaciares cubiertos y bajo esta presentan una mezcla de hielo y roca (Janke et al., 2015).

La proporción de hielo dentro del glaciar varía ampliamente, estimando un rango entre 40 % y 70 % del volumen total (Brenning, 2010), sin embargo dependiendo el autor estos valores pueden verse modificados, atendiendo también a la variabilidad natural que puede observarse por las distintas condiciones que dan origen a estos glaciares.

2.2. Glaciares en Chile

Actualmente la mayoría de los estudios disponibles de glaciares en Chile están enfocados en los glaciares descubiertos y su aporte hídrico, en tanto los estudios que incluyen glaciares rocosos y cubiertos están destinados a la cuantificación e identificación de estos. Como primera impresión de como se distribuyen los glaciares en Chile se puede tomar de referencia la base de datos al año 2015 disponible por parte de la Dirección General de Aguas (DGA) ¹, resumida en la Tabla 2.1.

¹Disponible para descarga en http://www.dga.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Inventarios/Glaciares_Nacional_2015.zip

Tabla 2.1: Resumen distribución por tipos de Glaciares en Chile, utilizando definiciones detalladas por Centro de estudios científicos (2009). [Fuente: Elaboración propia utilizando inventario de glaciares de la DGA (2015).]

Tipos de Glaciares	Area		Volumen		Equivalente de Agua	
	km ²	%	km ³	%	km ³	%
Glaciar de Montaña	6617.9	28.0	308.4	8.7	277.5	8.7
Glaciar de Valle	2356.7	10.0	203.3	5.8	183.0	5.8
Glaciar Rocoso	369.9	1.6	7.3	0.2	3.3	0.1
Glaciares Efluentes	13851.1	58.6	3009.0	85.2	2708.1	85.2
Glaciarete	445.8	1.9	4.2	0.1	3.8	0.1
Total	23641.4	100.0	3532.2	100.0	3175.7	100.0

Si bien en primer lugar, acorde a la información de la Tabla 2.1 pareciera que los glaciares rocosos no juegan un papel importante, esta estadística se ve alterada en su importancia social ya que las grandes masas de hielo presentes en el extremo austral del país (Campos de Hielo Norte y Sur) aumentan de manera significativa la cantidad de Hielo presente. El sector comprendido entre 17° y los 34° S, corresponde al 50 % del área total del país, sin embargo contiene cerca del 74 % de la población total y un 85 % del Producto Interno Bruto (Janke et al., 2015). Es precisamente en esta zona donde los glaciares rocosos y cubiertos se hacen presentes de manera más regular, representando un porcentaje más significativo, como se detalla en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2: Distribución por tipos de glaciares en los Andes de Chile Central. [Fuente: Modificado a partir de Janke et al. (2015).]

Zonas glaciológicas N-S y cuencas de ríos seleccionadas	Área descubierta (Glaciares de hielo limpio)		Área cubierta (glaciares rocosos y cubiertos por detritos)		Área total glaciarizada	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%
Norte (18-27° S)	67.0	ND ^a	ND	ND	67.0	ND
Semiarido (27-32° S)						
Copiapó	23.0	ND	ND	ND	23.0	ND
Huasco	16.9	72.8	6.3	27.2	23.2	0.1
Elqui	4.4	29.3	10.6	70.7	15.0	0.1
Limarí	0.0	0.0	16.8	100.0	16.8	0.1
Choapa	0.0	0.0	18.4	100.0	18.4	0.1
Sub-total	44.3	46.0	52.1	54.0	96.4	0.5
Centro (32-36° S)						
Aconcagua	52.6	43.3	68.8	56.7	121.4	0.6
Maipo	204.6	54.9	168.2	45.1	372.8	1.8
Rapel	225.7	82.2	48.8	17.8	274.5	1.3
Mataquito	13.7	92.0	1.2	8.1	14.9	0.1
Maule	18.3	81.2	4.2	18.7	22.5	0.1
Sub-total	514.8	63.9	291.3	36.1	806.1	3.8
Sur (36-41° S)	178.3	85.1	31.3	14.9	209.6	1.0
Austral (41-56° S)	19653.9	99.3	141.0	0.7	19794.9	94.4
Total	20458.3		515.7		20974.0	100.0

^a: Sin datos

La importancia del aporte hidrológico de estos glaciares aún es en cierta medida desconocida, existiendo relativamente pocos estudios que los aborden, donde en su mayoría se les estudia desde el punto de vista de reserva de agua o a partir de mediciones puntuales (Brenning, 2005; Bodin et al., 2010; Azócar & Brenning, 2010; Janke et al., 2015). Sin embargo se puede observar que los glaciares rocosos son una mayor reserva de agua que los glaciares descubiertos entre los 29° y los 32°S (Azócar & Brenning, 2010). Como primera referencia a nivel general, podemos considerar un 8.7 % para la cuenca del río Maipo en general, obtenido por Castillo (2015).

El trabajo hecho por Ayala et al. (2016) es de los primeros estudios en incluir de manera explícita en un modelo los glaciares rocosos de la cuenca del Río del Yeso (19 % cubierta de glaciares) a través de la parametrización como glaciares cubiertos con el modelo distribuido basado en procesos TOPKAPI-ETH (Ciarapica & Todini, 2002; Liu & Todini, 2002). En este trabajo se encontró una contribución total de hasta un 67 % proviniendo del derretimiento de hielo durante el verano y un 42 % si se toma en cuenta el periodo completo. Estos resultados demuestran la importancia del aporte de glaciares en la zona de Chile central.

Finalmente, no fue posible encontrar estudios en esta zona que incorporen el proceso de flujo de hielo en ejercicios de modelación. Esto hace a este el primer trabajo que se realiza

en este ámbito en la zona.

2.3. Cold Regions Hydrological Model (CRHM)

CRHM es un modelo hidrológico desarrollado por la Universidad de Saskatchewan, Canadá (Pomeroy et al., 2007). Trabaja en una base modular que permite seleccionar los procesos apropiados a cada cuenca, para simular el ciclo hidrológico utilizando unidades de respuesta hidrológicas (URH). Los procesos disponibles para simular en CRHM son múltiples, contándose dentro de los principales el balance de energía de la nieve, interceptación, infiltración, etc. Si bien el modelo ha sido creado y probado principalmente en Canadá, ha demostrado su validez en otras zonas del planeta, en específico en Chile se han llevado a cabo ejercicios de modelación en distintos lugares, variando desde zonas áridas en el norte de Chile hasta la Patagonia (Videla Giering, 2013; Fernández Morales, 2016; Comte Bustos, 2017; Jara Álvarez, 2017; Krogh et al., 2015).

CRHM se compone de los siguientes 6 componentes:

1. Observaciones: Series de tiempo de datos meteorológicos y observaciones superficiales.
2. Parámetros: La información espacial (ej: área de la cuenca, elevación y tipo de cobertura) es generada con utilizando plataformas GIS, las que también ayudan a delimitar las URH.
3. Módulos: Algoritmos implementando los procesos hidrológicos/físicos seleccionados por el usuario.
4. Grupos: Una colección de módulos ejecutados para todas las URH puede ser vinculado como un grupo. Aplicar un grupo puede utilizarse en lugar de aplicar de manera individual módulos específicos.
5. Estructura: Una colección de módulos, es decir un grupo aplicado a una URH en específico.
6. Variables y Estados: Son creadas a través de la declaración en los módulos. Las variables incluyen forzantes meteorológicas, en tanto que los estados corresponden a la condición de una URH.

Dentro de la amplia gama de modulos disponibles de CRHM, se pueden clasificar en 10 grandes categorías, donde se puede elegir desde modulos básicos a físicamente basados, dependiendo los procesos a representar y la información disponible (más información de cada clasificación se puede encontrar en Pomeroy et al. (2007))

1. Cuenca: Configura las características físicas, de suelo y vegetación de la cuenca y las URH.
2. Observaciones: Interpola información meteorológica.
3. Transporte de nieve: Calcula el transporte de nieve y sublimación.
4. Interceptación: Calcula la interceptación tanto de lluvia líquida como de nieve.
5. Radiación: Selecciona rutinas para calcular radiación de onda corta directa y difusa,

correcciones por pendiente, decaimiento del albedo, radiación de onda larga, transmisividad del follaje y radiación neta.

6. Evaporación: Calcula evaporación y evapotranspiración según distintas formulas.
7. Derretimiento de nieve: A través del balance energético calcula el derretimiento de la nieve y posterior ruteo. Pueden también usarse modelos más simples como índices de temperatura.
8. Infiltración: Usa una variedad de rutinas para infiltración en suelos congelados, calculo del frente de congelamiento, infiltración en suelo no congelado y redistribución.
9. Balance de humedad del suelo: Usa un esquema de reservorio de 3 capas, con opciones de llenar y verter, flujos subsuperficiales y flujos de agua subterránea.
10. Flujo: Permite hacer el ruteo del agua superficial y aguas subterráneas.

La filosofía de modelamiento implementaba por CRHM se basa en el conocimiento de la zona y los procesos que se existen en esta, por lo que no se provee una herramienta de calibración (Pomeroy et al., 2007). En caso de ser necesario (ante falta de datos por ejemplo), la calibración se debe llevar a cabo implementando de forma externa una metodología apropiada para esto.

2.4. Modelación de Glaciares

CRHM posee un modulo para la modelación de glaciares descubiertos, donde el balance energetico de la nieve es hecho a través del modulo SNOBAL (descrito en profundidad por Marks et al. (1999)), luego hay una multicapa de densificación de nieve y neviza (nieve compactada, próxima a convertirse en hielo), para finalmente tener una capa de balance energético del hielo glaciar (Pradhananga & Pomeroy, 2016).

En la capa de neviza, la modelación se hace en 3 fases, dependiendo de cual sea la densidad:

- Superficial: $100 < \rho < 450kg/m^3$

Se utilizan las ecuaciones de Pomeroy et al. (1998):

$$\rho = 450 - \frac{20470}{h} \left[1 - e^{-\frac{h}{67.3}} \right] \quad (2.1)$$

Donde:

- ρ : Densidad [kg/m³]
- h : Profundidad media [cm]

- Densidad Crítica: $0 < \rho < 550kg/m^3$

Se utilizan las ecuaciones de Herron & Langway (1980):

$$\rho_h = \frac{\rho_i \mathcal{Z}_0}{1 + \mathcal{Z}_0} \quad (2.2)$$

Donde se han definido:

$$\mathcal{Z}_0 = \exp \left[\rho_i k_0 h + \log \left(\frac{\rho_0}{\rho_i - \rho_0} \right) \right] \quad (2.3)$$

$$k_0 = 11 \exp\left(-\frac{10160}{RT}\right) \quad (2.4)$$

Donde:

- ρ_h : Densidad de la neviza a una profundidad h [kg m^{-3}]
- ρ_i : Densidad del hielo (917 [kg m^{-3}])
- h : Profundidad [m]
- R : Constante de los gases (8.314 [$\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$])
- T : Temperatura [K]
- Zona de cierre de poros: $550 < \rho < 830 \text{kg/m}^3$

Se utilizan las ecuaciones de Herron & Langway (1980):

$$\rho_h = \frac{\rho_i \mathcal{Z}_1}{1 + \mathcal{Z}_1} \quad (2.5)$$

Donde se ha definido:

$$\mathcal{Z}_1 = \exp\left[\frac{\rho_i k_1 (h - h_{0,55})}{A^{0,5}} + \log\left(\frac{0,55}{\rho_i - 0,55}\right)\right] \quad (2.6)$$

$$k_1 = 575 \exp\left[-\frac{21400}{RT}\right] \quad (2.7)$$

El valor de $h_{0,55}$ corresponde a la profundidad a la cual se alcanza el valor de densidad crítica (550 [kg m^{-3}]), lo cual se puede obtener a partir de la Ecuación (2.2), obteniendo:

$$h_{0,55} = \frac{1}{\rho_i k_0} \left[\log\left(\frac{0,55}{\rho_i - 0,55}\right) - \log\left(\frac{\rho_0}{\rho_i - \rho_0}\right) \right] \quad (2.8)$$

Donde adicionalmente a lo definido para la ecuación (2.2), se tiene:

- A : Tasa de acumulación media anual.

Por otro lado, para la modelación de la capa de hielo, CRHM se basa en el trabajo de Gray & Landine (1987) para su modelación. Este modelo se trata básicamente de un balance de energía descrito según la Ecuación (2.9):

$$Q_m = Q_{sn} + Q_{ln} + Q_h + Q_e + Q_g + Q_p + \frac{du}{dt} \quad (2.9)$$

Donde:

- Q_m : Energía disponible para derretimiento
- Q_{sn} : Radiación neta de onda corta
- Q_{ln} : Radiación neta de onda larga
- Q_h : Flujo de calor sensible
- Q_e : Flujo de calor latente

- Q_g : Flujo de energía en el contacto entre hielo y la superficie
- Q_p : Flujo de energía por precipitación
- du/dt : Cambio en la energía interna

Luego el derretimiento es calculado según:

$$M = \frac{Q_m}{\rho h_f B} \quad (2.10)$$

Donde:

- ρ : Densidad del agua (1000 [kg m⁻³])
- h_f : Calor latente de fusión (333.5 [kJ kg⁻¹])
- B : Calidad térmica (0.95)

Debido a que se trata del balance energético en glaciares, donde se presume un espesor de hielo relevante, el término du/dt de la Ecuación (2.9) puede ser desestimado, así como el término correspondiente a Q_g que se supone pequeño comparado con el resto de los términos por lo que también es desestimado. Exceptuando el hecho de que los términos Q_{sn} y Q_{ln} se unen en el término Q_N , el resto de los componentes del balance energético se pueden calcular según las siguientes ecuaciones:

$$Q_N = -0,53 + 0,47Q_0 \left(0,52 + 0,52\frac{n}{N}\right) (1 - \alpha) \quad (2.11)$$

$$Q_N = Q_{Nl} + Q_{Ns} \quad (2.12)$$

$$Q_h = -0,92 + 0,076U_{10} + 0,19TMAX \quad (2.13)$$

$$Q_e = 0,08 (0,18 + 0,098U_{10}) (e_s - e_2) \quad (2.14)$$

$$Q_p = 4,2T_r P_r \quad (2.15)$$

Donde:

- Q_0 : Radiación diaria de cielo claro incidente en la superficie (incluyendo componente directa y difusa) [MJ m⁻² d⁻¹]
- Q_{Nl} : Radiación total de onda larga [MJ m⁻² d⁻¹]
- Q_{Ns} : Radiación total de onda corta [MJ m⁻² d⁻¹]
- n : Número de horas de luz en el día [h]

- N : Máximo número de horas posibles de luz en el día [h]
- α : Albedo de la superficie
- U_{10} : Velocidad media diaria del viento a 10 m [m/s]
- $TMAX$: Temperatura máxima diaria del aire [°C]
- e_s : Presión de vapor media diaria en la superficie [mbar]
- e_2 : Presión de vapor del aire a 2 m [mbar]
- T_r : Temperatura de la lluvia (tomada como la temperatura media diaria de bulbo húmedo) [°C]
- P_r : Lluvia diaria [mm]

2.5. Modelos para glaciares cubiertos

La cobertura de detritos de los glaciares cubiertos, dependiendo el grosor de esta, puede funcionar como una capa protectora del hielo bajo esta o como un acelerador del derretimiento. El primer trabajo en este ámbito fue realizado por Östrem (1959), reflejando sus resultados en su ya conocido gráfico, presente en la Figura 2.1. En el gráfico se puede observar como varía el comportamiento aislador de la capa de detritos sobre el hielo, donde los primeros centímetros generan un aumento en el derretimiento, en tanto que luego de esos centímetros iniciales comienza a disminuir el derretimiento respecto a la condición sin cobertura. Dado esto es que el espesor de los detritos es un punto importante en los modelos de glaciares cubiertos.

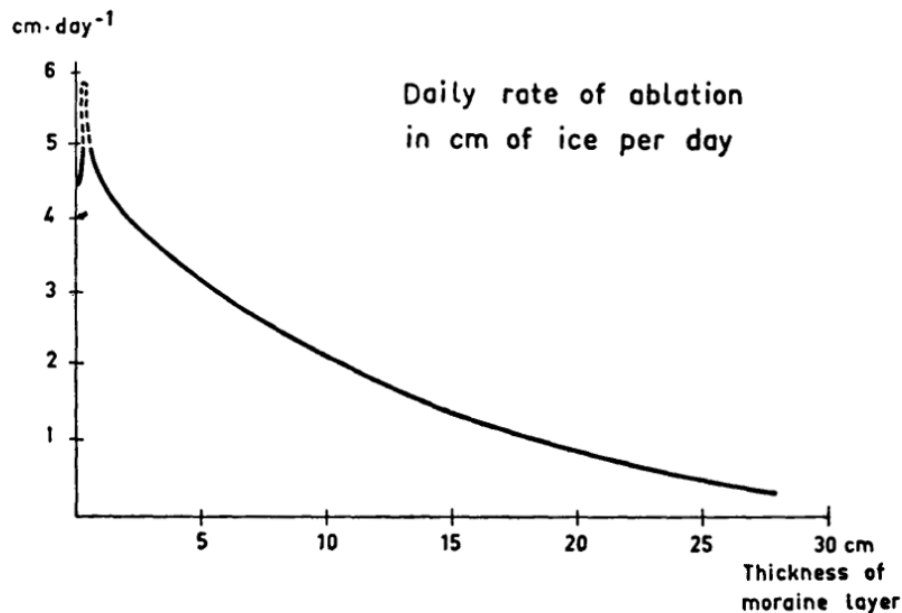


Figura 2.1: Curva de Östrem. [Fuente: (Östrem, 1959)]

El modo de modelación para glaciares utilizado por CRHM es solo aplicable para el caso de glaciares descubiertos. Por esta razón con el fin de cuantificar el aporte de otro tipo de

glaciares se buscó un modelo que fuera capaz de representar los derretimientos en estos tipos de glaciares. Con este fin se testearon cuatro modelos, descritos brevemente a continuación:

- Nicholson & Benn (2006)

Consiste básicamente de un balance energético, descrito en la Ecuación (2.16).

$$Q_s + Q_l + Q_h + Q_e + Q_c = 0 \quad (2.16)$$

Donde:

- Q_s : Radiación de onda corta [W m^{-2}]
- Q_l : Radiación de onda larga [W m^{-2}]
- Q_h : Calor sensible [W m^{-2}]
- Q_e : Calor latente [W m^{-2}]
- Q_c : Flujo de calor en la capa de detritos [W m^{-2}]

Cada uno de los componentes de la Ecuación (2.16) se calculan de la siguiente forma:

$$Q_s = Q' (1 - \alpha) \quad (2.17)$$

$$Q_l = \varepsilon (I^* - \sigma T_s^4) \quad (2.18)$$

$$Q_h = \rho_0 \left(\frac{P}{P_0} \right) c A u (T_z - T_s) \quad (2.19)$$

$$Q_e = \left(\frac{0,622\rho_0}{P_0} \right) L_e A u (e_z - e_s) \quad (2.20)$$

$$Q_c = k \frac{T_s - T_i}{h_d} \quad (2.21)$$

$$A = \frac{k_*^2}{[\log(z/z_0)]^2} \quad (2.22)$$

Donde:

- Q' : Radiación de onda corta incidente [W m^{-2}]
- α : Albedo
- ε : Emisividad de los detritos
- I^* : Radiación de onda larga incidente [W m^{-2}]
- σ : Constante de Stefan-Boltzmann (5.67×10^{-8} [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$])
- ρ_0 : Densidad del aire a presión estándar de nivel del mar (1.29 [kg m^{-3}])
- P : Presión del aire [Pa]
- P_0 : Presión estándar a nivel del mar (1.013×10^5 [Pa])
- c : Calor específico del aire (1010 [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$])
- u : Velocidad del viento [m s^{-1}]

- T_z : Temperatura del aire a una altura z [K]
 - T_s : Temperatura superficial de los detritos [K]
 - L_e : Calor latente de evaporación del agua (2.49×10^6 J kg $^{-1}$)
 - e_z : Presión de vapor a una altura z [Pa]
 - e_s : Presión de vapor en la superficie de los detritos [Pa]
 - k : Conductividad termal en la capa de detritos [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]
 - T_i : Temperatura superficial del hielo (durante la temporada de deshielo tomado como 0 [C])
 - k_* : Constante de Von Kármán
 - z : Altura de las mediciones meteorológicas [m]
 - z_0 : Longitud rugosidad superficial (tomada como 0.01 [m])
- Reid & Brock (2010)

Al igual que el modelo anterior, corresponde a un balance energético. La principal diferencia radica en el hecho de que la capa de detritos se separa en N capas, lo que permite calcular el real gradiente de temperaturas dentro de la capa de detritos, como se observa en la Figura 2.2. Por sus siglas en inglés, se le denomina modelo DEB (debris energy-balance model).

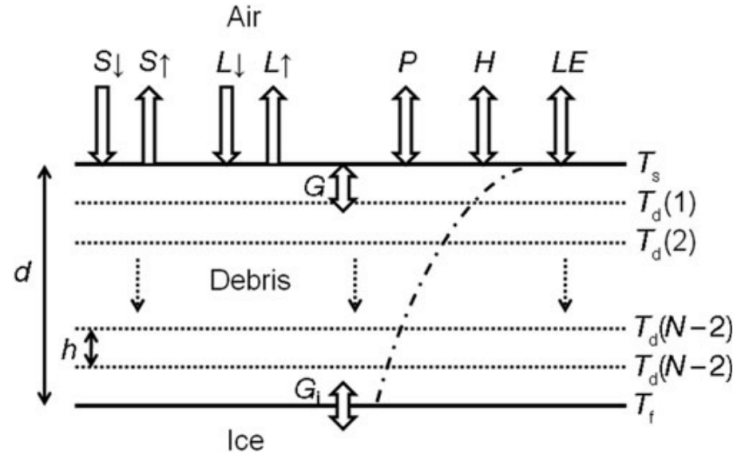


Figura 2.2: Esquema modelo DEB. La capa de detritos se separa en N capas, calculando la temperatura para cada una de estas. [Fuente: Reid & Brock (2010)]

El balance energético a resolver consiste en:

$$S + L \downarrow + L \uparrow (T_s) + H(T_s) + LE(T_s) + G(T_s) + P(T_s) = 0 \quad (2.23)$$

Donde:

- S : Radiación neta de onda corta [W m^{-2}]
- $L \downarrow$: Radiación incidente de onda larga [W m^{-2}]
- $L \uparrow$: Radiación emitida de onda larga [W m^{-2}]
- H : Flujo de calor sensible [W m^{-2}]
- LE : Flujo de calor latente [W m^{-2}]

- G : Flujo de calor por conducción bajo la superficie [W m^{-2}]
- P : Flujo de calor debido a las precipitaciones [W m^{-2}]
- T_s : Temperatura superficial de los detritos

Las respectivas componentes se calculan de forma similar a lo hecho para (Nicholson & Benn, 2006), por lo que no se entrará en detalles ahora sobre eso. Solamente se hará hincapié en la forma de resolver el flujo de calor a través de los detritos. En este caso se utiliza la Ecuación (2.24), que está basada en la ley de Fourier, permitiendo conocer la temperatura T a una profundidad z en un tiempo t .

$$\rho_d C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_d \frac{\partial T_d}{\partial z} \right) + \frac{\partial Q}{\partial z} \quad (2.24)$$

Donde:

- ρ_d : Densidad de los detritos
- C_d : Calor específico de los detritos
- k_d : Conductividad térmica de los detritos

El segundo término del lado derecho de la Ecuación (2.24) se interpreta como un término radiativo (penetración de la radiación en la profundidad), que en el caso de los detritos se puede asumir que no existe, ignorando el término $\partial Q/\partial z$. De esta forma queda una ecuación que se resuelve por capas con un método numérico explicado por Reid & Brock (2010), utilizando como condiciones de borde la temperatura superficial y la temperatura en el contacto con el hielo (asumida como 0°C) durante la época de deshielos. En el caso de la temperatura superficial, esta se resuelve utilizando un método iterativo de Newton-Raphson.

- Changwei & Gough (2013)

El modelo desarrollado por Changwei & Gough (2013) provee una forma de calcular el frente de congelamiento y derretimiento en suelos congelados (ξ). En este caso se utilizó ya que hay una similitud importante entre glaciares rocosos y el permafrost (incluso existiendo gente que cataloga los glaciares rocosos como permafrost).

El modelo se basa en la ecuación de Stefan, dividiendo el suelo en múltiples capas con lo que logra calcular efectivamente el frente de congelamiento o descongelamiento. En base a esto la profundidad queda determinada por (más detalles se pueden encontrar en Changwei & Gough (2013)):

$$\xi = \sum_{i=1}^{i=n} (z_i) + \xi_{n-1} \quad (2.25)$$

$$\xi_n = \frac{\xi_{n-1} - z_{n-1}}{P_{n,n-1}} \quad (2.26)$$

$$P_{n,n-1} = \left(\frac{k_n \rho_{n-1} \omega_{n-1}}{k_{n-1} \rho_n \omega_n} \right)^{0,5} \quad (2.27)$$

$$\xi_1 = \left(\frac{2k_1 F}{\rho_1 \omega_1 L} \right)^{0,5} \quad (2.28)$$

Donde:

- n : Numero de capas
 - z_i : Espesor de cada capa
 - k_i : Conductividad termal capa i
 - ρ_i : Densidad del suelo
 - ω_i : Contenido de agua de la capa i
 - L : Calor latente de fusión del hielo
 - F : Indice de congelamiento/descongelamiento superficial
- Carenzo et al. (2016)

Por su calidad de indice de temperatura, este método es el más simple de los 4 presentados. Desarrollado en los Alpes Suizos e Italianos, este método queda definido por el siguiente set de ecuaciones:

$$M = \begin{cases} TF \cdot T (i - lag_T) + SRF \cdot (1 - \alpha) \cdot I (i - lag_I) & T > T_T \\ 0 & T \leq T_T \end{cases} \quad (2.29)$$

$$lag = lag_T = lag_I = lag_1 \cdot d + lag_2 \quad (2.30)$$

$$TF = TF_1 \cdot d^{TF_2} \quad (2.31)$$

$$SRF = SRF_1 \cdot e^{SRF_2 \cdot d} \quad (2.32)$$

Donde:

- M : Tasa de derretimiento horaria [mm/hr]
- i : Paso de tiempo horario [hr]
- α : Albedo
- I : Radiación de onda corta incidente [W/m^2]
- T : Temperatura [$^{\circ}C$]
- d : Espesor de los detritos [m]
- TF : Factor de temperatura [$mm \ h^{-1} \ ^{\circ}C^{-1}$]
- SRF : Factor de radiación [$m^2 \ mm \ W^{-1} \ h^{-1}$]
- $lag_T, lag_I, lag_1, lag_2, TF_1, TF_2, SRF_1, SRF_2$: Parámetros empíricos

Los valores de los parámetros empíricos pueden ser obtenidos a partir de la calibración hecha para el modelo, disponible en (Carenzo et al., 2016)

Los modelos antes descritos fueron testeados en el glaciar Littoria, ubicado dentro de la cuenca de Yerba Loca; así como en el glaciar Changri-Nup, ubicado en la región de Khumbu, Nepal, en la cordillera de los Himalayas. Los resultados de esta validación se encuentran en la Sección 5.2.

2.6. Flujo en glaciares

El flujo de los glaciares puede separarse en dos componentes: flujo basal y deformación; representados en la Figura 2.3. De esta manera hay multitud de ecuaciones para representar cada uno de estos componentes, variando en la complejidad que tiene cada una de estas.

La incorporación del flujo de hielo dentro de CRHM se realizó a través de la actualización del espesor de hielo en las URH correspondientes. De esta manera el proceso consiste en calcular la velocidad de flujo en cada URH, calcular el flujo másico equivalente para esa velocidad en el límite de la URH y finalmente incorporar/descontar según corresponda en cada unidad.

El foco que se buscó en este caso fue utilizar ecuaciones simples, que nos permitan hacer la redistribución de la masa de hielo ubicada en las secciones superiores de los glaciares hacia las secciones inferiores, haciendo la representación de la dinámica del glaciar más fidedigna. Si bien en el mundo de la glaciología son bien conocidas las Shallow Ice Equations (Hutter, 1983), la precisión de estas se ve deteriorada al tener mayores pendientes (Le Meur et al., 2004), como es el caso de los glaciares de la zona central de Chile. En base a esto las ecuaciones utilizadas para cada uno de estos componentes se presentan a continuación.

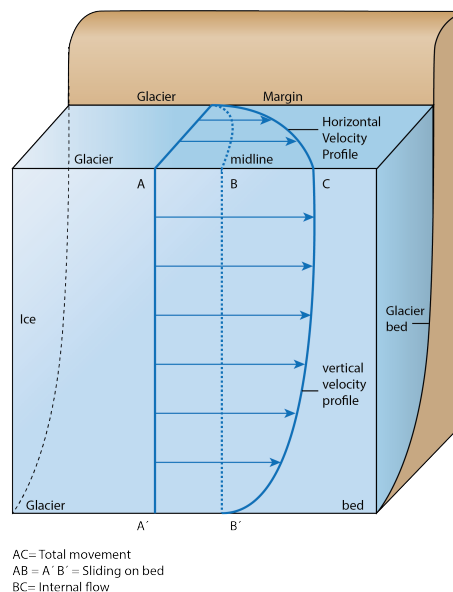


Figura 2.3: Esquema Flujo de Hielo. [Fuente: Modificado a partir de Newman (2002)]

2.6.1. Flujo basal

Existen múltiples ecuaciones para representar el flujo basal en glaciares de montaña. Dentro de estas ecuaciones podemos encontrar la ley de Weertman (Weertman, 1957), la ley empírica de Budd (Budd et al., 1979) o la ley de Coulomb (Schoof, 2005; Gagliardini et al., 2007); todas ellas de relativa simpleza. Sin embargo, en una búsqueda por hacer el modelo lo más simple posible, en este trabajo se utilizó la relación descrita por Paterson (1970),

probada acorde a los datos disponibles para la cuenca, la cual consiste en:

$$u_b = 0,11h^{0,95} \quad (2.33)$$

Donde:

- u_b : Velocidad basal [m/a]
- h : Profundidad del glaciar [m]

2.6.2. Deformación interna

En el caso de la deformación interna, la mayoría de los trabajos y relaciones se basan en los trabajos de Nye (1965) y Glen (1958), quienes trabajaron fuertemente en la deformación del hielo. Si bien existen distintas aproximaciones que simplifican las ecuaciones, este trabajo utilizó las aproximaciones publicadas por (Hooke, 2005), en las cuales se considera la aproximación del glaciar como un cilindro, de manera de incorporar el efecto de las paredes, descritas a continuación:

$$u_d = \frac{2}{n+1} \left(\frac{\rho g \sin \alpha}{2B} \right)^n R^{n+1} \quad (2.34)$$

Donde:

- u_d : Velocidad de deformación
- n : Constante empírica (tomada con el valor de 3 según la literatura)
- ρ : Densidad del hielo
- g : Aceleración de gravedad
- α : Pendiente
- B : Parámetro para representar la viscosidad del hielo
- R : Radio equivalente del glaciar (Aquí tomado como un símil al radio hidráulico)

2.7. Cambio climático

Actualmente la situación de cambio climático es inequívoca y sentando cambios observados desde 1950 sin precedentes durante miles de año (IPCC, 2013). Dada esta situación se hace importante el hecho de analizar como responden hidrológicamente las cuencas a estos cambios.

En cuanto a la criósfera, durante las ultimas décadas las capas de hielo han estado perdiendo masa y los glaciares han continuado disminuyendo su tamaño en todo el mundo. La tasa de derretimiento de los glaciares ha pasado de 226 [Gt a⁻¹] durante el periodo de 1971-2009 a 275 [Gt a⁻¹] en el periodo 1993-2009 (IPCC, 2013).

En un contexto más local, para la zona central según INFODEP (2016) (utilizando 17 modelos de circulación general atmosféricos en escenario RCP 8.5), se espera un aumento general de las temperaturas, con especial énfasis en las temperaturas máximas durante el periodo de verano (Figura 2.4), fenómeno que se verá especialmente intenso en los valles centrales. En cuanto a las precipitaciones, estas presentarán una baja generalizada en la zona, lo que en conjunto con el alza de la temperatura actuarán en conjunto para disminuir la acumulación de nieve cordillerana. En particular para la Región Metropolitana se espera un aumento superior a 2 [°C] en todos los indicadores durante el periodo estival en tanto que durante el invierno los indicadores muestran un incremento desde 1.6 a 2[°C]; en el caso de la precipitación se espera una disminución anual de 60 [mm], lo que corresponde aproximadamente a un 15 % de variación (Ver Tabla 2.3 y Figura 2.5).

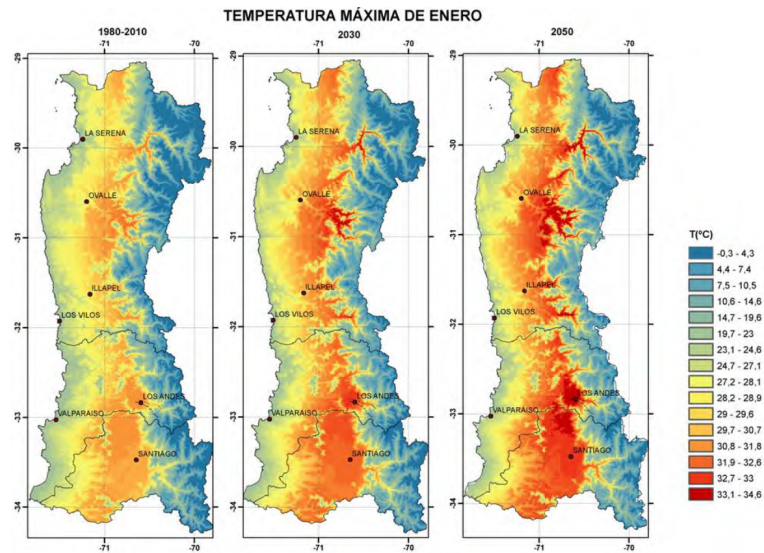


Figura 2.4: Temperaturas máximas enero línea base y proyección en zona central. [Fuente: INFODEP (2016)]

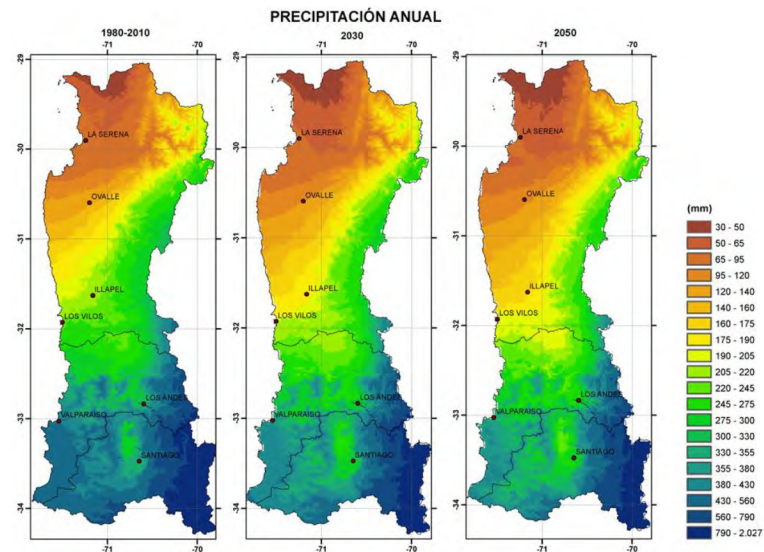


Figura 2.5: Precipitaciones línea base y proyección en zona central. [Fuente: INFODEP (2016)]

Tabla 2.3: Reporte temperaturas y precipitaciones Región Metropolitana y proyección a 2050
 [Fuente: Elaboración propia a partir de INFODEP (2016)]

	Temperaturas Periodo estival			Temperaturas Periodo invernal			Pp. Anual [mm]
	Max [°C]	Min[°C]	Media[°C]	Max [°C]	Min[°C]	Media[°C]	
Línea base	29.5	11.5	19.5	14.0	4.2	8.6	414.4
Proyección	31.9	13.6	21.6	16.0	5.8	10.4	354.2
Diferencia	2.4	2.1	2.1	2.0	1.6	1.7	-60.2

Por los antecedentes previamente mencionados en este trabajo se realiza un análisis de la respuesta de la cuenca a las variaciones de temperatura y precipitación.

Capítulo 3

Zona De Estudio e Información Disponible

Para este trabajo se eligió la cuenca del Estero Yerba Loca debido a la disponibilidad de información existente, la presencia de distintos tipos de glaciares en su cabecera y el hecho de ser una cuenca que cuenta con prácticamente nula intervención humana.

3.1. Ubicación

La cuenca se ubica en la Región Metropolitana, más exactamente en la comuna de Lo Barnechea. Se extiende entre los paralelos $33^{\circ}10'$ y $33^{\circ}20'$ sur y los meridianos $70^{\circ}13'$ y $70^{\circ}21'$ (Figura 3.1). Se encuentra a unos 35 [km] del centro de la ciudad de Santiago, formando parte de la cuenca hidrográfica del río Mapocho, principal curso de agua de la ciudad de Santiago.

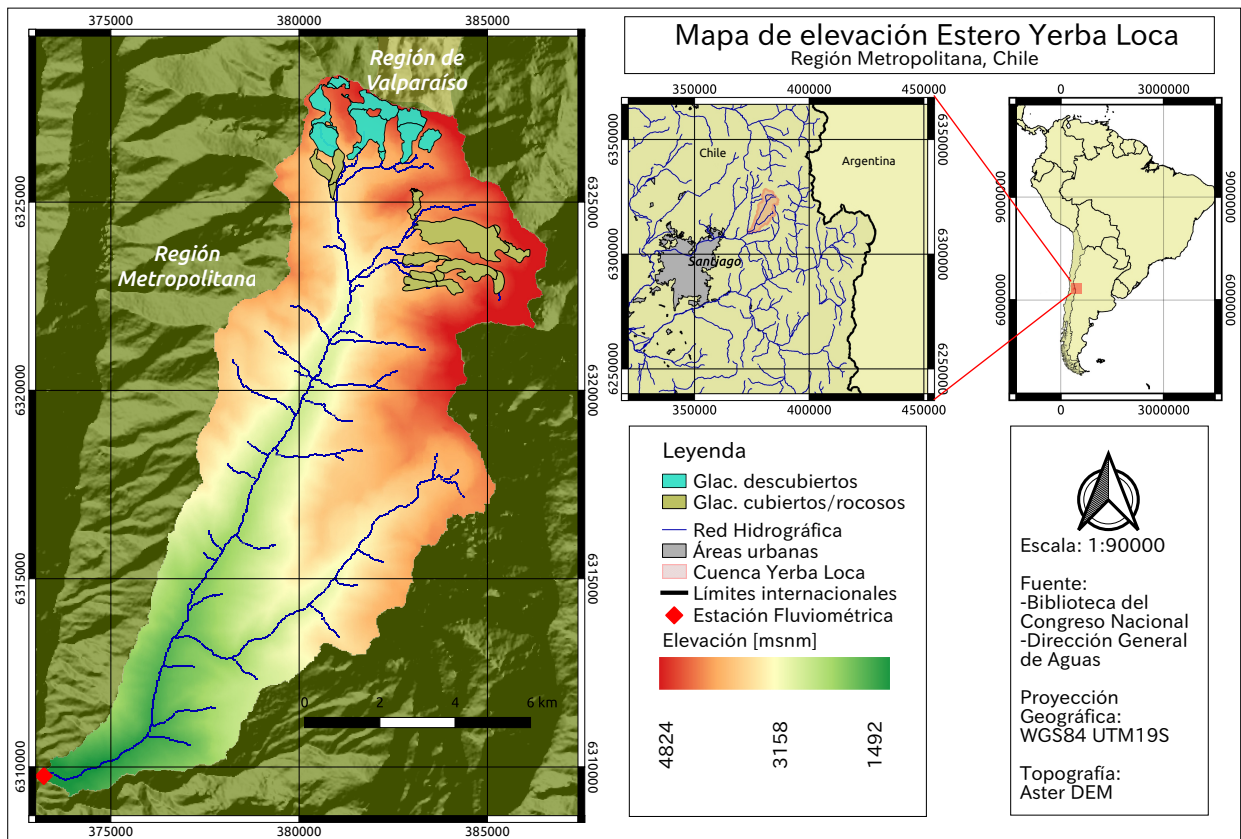


Figura 3.1: Mapa ubicación Cuenca Yerba Loca.

Por el poniente limita con la cuenca del río San Francisco, por el norte con la cuenca del río Juncal, por el sur con la cuenca del río Molina y por el oriente con las cuencas de los ríos Olivares y Molina.

3.2. Geomorfología

Formando parte de la Cordillera de Los Andes, la cuenca abarca un área total de casi 110 [km²], variando en altitud desde los 1329 a los 5431 [msnm] (Tabla 3.1), variando en su distribución altitudinal según la curva hipsométrica en la Figura 3.2.

Tabla 3.1: Parámetros geomorfológicos cuenca Yerba Loca

Área [km ²]	108.8
Altitud mínima [msnm]	1329
Altitud máxima [msnm]	5431
Altitud media [msnm]	3423

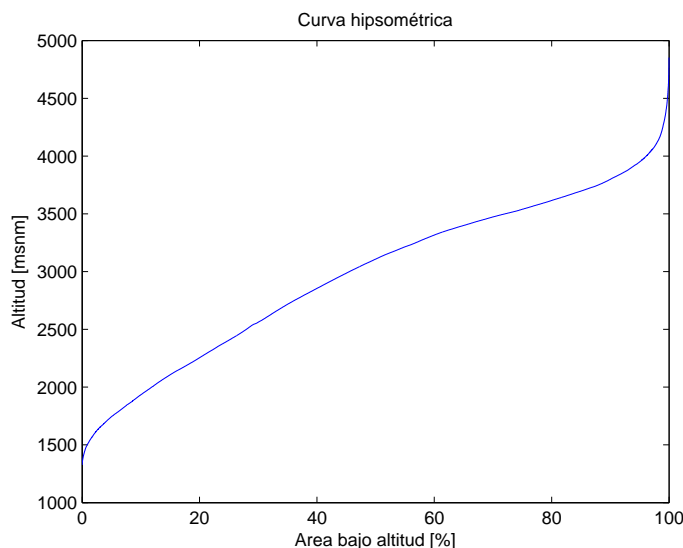


Figura 3.2: Curva hipsométrica cuenca Yerba Loca.

La geología de la zona se compone principalmente de dos formaciones. La más importante son formaciones del Mioceno Inferior-Medio, compuestos por complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas. La segunda formación geológica en importancia comprende formaciones del Mioceno Superior, compuestas por Granodioritas de hornblenda y biotita, en menor proporción monzogranitos, monzonitas cuarcíferas y monzodioritas (Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003).

3.3. Clima

Como en toda la Región Metropolitana, en la zona se presentan dos climas: templado de tipo mediterráneo: con estación seca prolongada y frío de alturas; Este ultimo presentándose sobre los 3000 [msnm] (Biblioteca del Congreso Nacional, 2018).

En cuanto al clima templado, su principal característica es una estación seca prolongada y un invierno bien marcado. Las precipitaciones se registran durante las temporadas invernales, especialmente entre los meses de mayo y agosto (Biblioteca del Congreso Nacional, 2018).

Por otro lado, en el clima frío las bajas temperaturas y las precipitaciones sólidas son su característica, permitiendo acumulación de nieve y glaciares en cumbres y quebradas de alta cordillera.

Si bien la estación Yerba Loca antes Junta San Francisco está ubicada a la salida de la cuenca, esta no tiene la extensión y calidad necesaria en sus datos para representar el clima (Figura 3.3). Por esto se utilizó la estación Mapocho en Los Almendros, ubicada a 966 [msnm] y unos 9 [km] aguas abajo, para representar el clima de la zona. En la Figura 3.4 se puede observar con claridad como están las estaciones de la zona bien marcadas, concentrando las precipitaciones durante el invierno y logrando una acumulación media anual de alrededor de

380 [mm], presentando la estación Yerba Loca antes Junta San Francisco una mayor presencia de tormentas estivales.

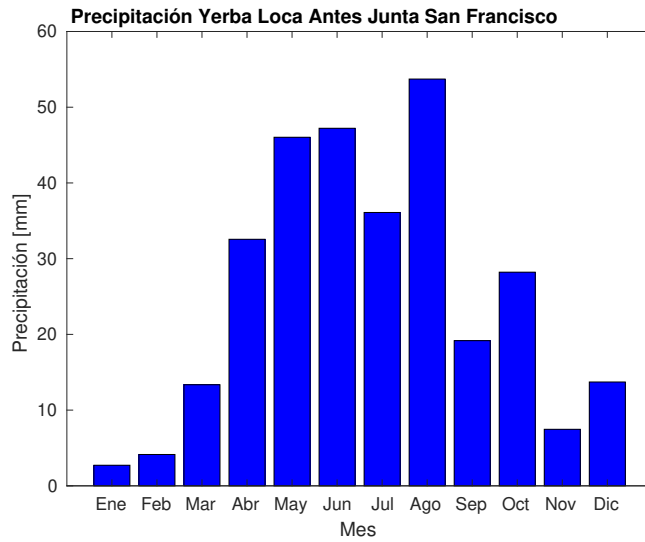


Figura 3.3: Precipitación media mensual Estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco.

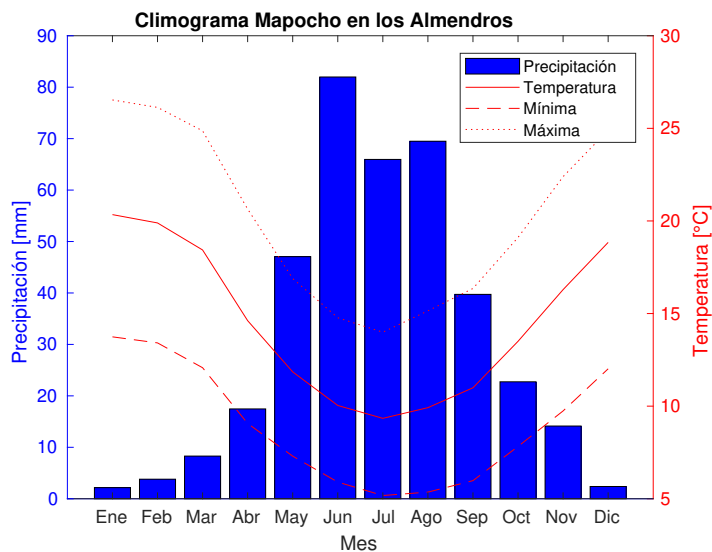


Figura 3.4: Climograma estación Mapocho en Los Almendros.

3.4. Hidrología

La cuenca tiene registro hidrológico en su salida desde el año 1986 (Figura 3.5), el cual ha mantenido un registro periódico de los caudales con buena confiabilidad. La hidrología de la cuenca está fuertemente marcada por el aporte de deshielos, debido a su ubicación cordillerana, con importantes nevadas durante la época invernal. La presencia de glaciares en

su cabecera hace que los deshielos sean un aporte importante durante la época estival. Esto se ve claramente reflejado en las curvas de variación (Figura 3.6), con un alto incremento en el caudal durante los meses de Noviembre, Diciembre, Enero y Febrero.

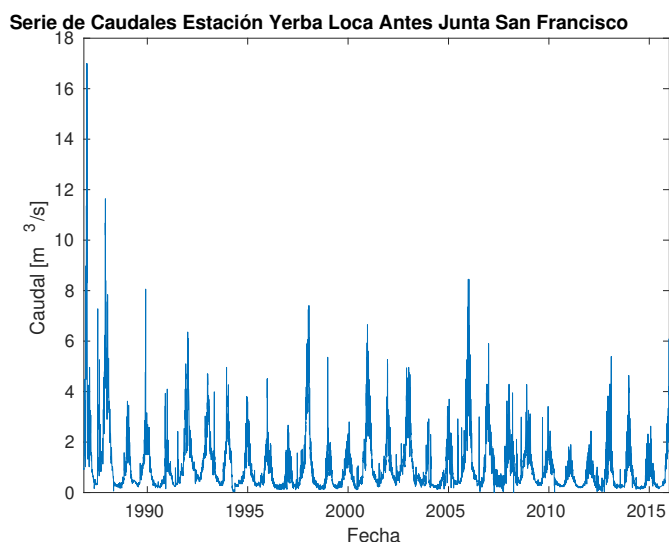


Figura 3.5: Serie de Caudales estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco.

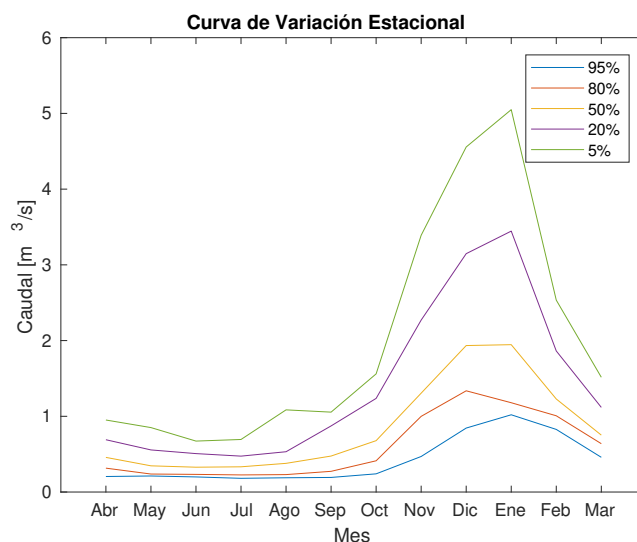


Figura 3.6: Curvas de Variación Estacional estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco (Periodo 1986-2018).

Por otro lado, observando las Curvas de Duración (Figura 3.7), vemos una gran pendiente en este, indicador de una predominancia de los flujos superficiales. Por otro lado, el final con gran pendiente (altas probabilidades de excedencia), muestra una escasa capacidad de almacenamiento de la cuenca (Searcy, 1959)

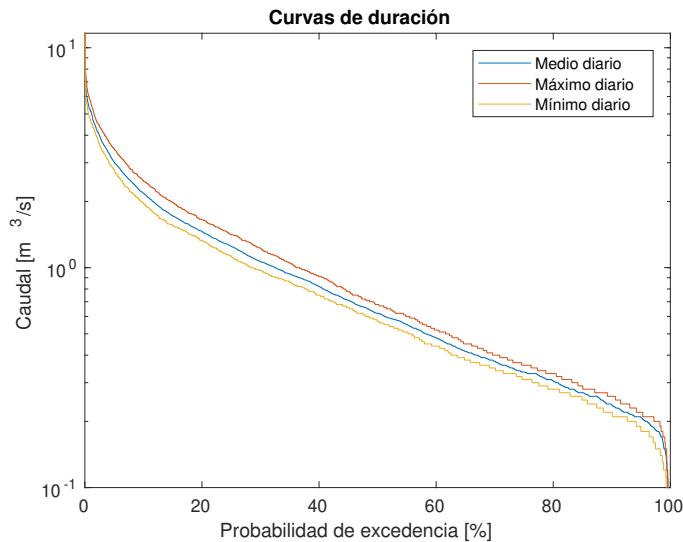


Figura 3.7: Curvas de Duración para caudales medios, máximos y mínimos diarios en estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco (Periodo 1986-2018).

3.5. Flora y Fauna

La cuenca se encuentra inmersa dentro del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, lo que limita la intervención humana a actividades deportivas y de exploración. Esto permite condiciones idóneas para la presencia de vegetación y fauna nativa.

En cuanto a la vegetación se pueden encontrar 500 especies, constituyendo el 34% de la flora nativa de la Región Metropolitana. Se pueden encontrar dos formaciones vegetales: Bosque Esclerófilo Andino y Estepa Alto Andina (Consejo de Monumentos Nacionales, 2018). En términos generales el bosque esclerófilo se caracteriza por árboles y arbustos con hojas duras y coriáceas; sobre los 1500 [msnm] se presenta un tipo de matorral arborescente subandino como es el olivillo (*Kageneckia angustifolia*) que sobre los 2000 [msnm] da paso a un matorral bajo compuesto por pingo-pingo (*Ephedra chilensis*), horizonte (*Tetraglochin alatum*) y neneo (*Mulinum spinosum*). La estepa altoandina por su parte comienza a presentarse próxima a los 3000 [msnm], presentando una vegetación muy abierta, con dominancia de gramíneas, arbustos bajos y plantas en cojín como la llaretilla (*Laretia acaulis*) (Servicio Agrícola y Ganadero, 2014).

En cuanto a la fauna las especies más comunes son vertebrados: anfibios, reptiles, mamíferos y aves. En cuanto a los anfibios la especie más común es el sapo espinoso. La especie de reptiles más común de observar corresponde a la lagartija parda. Las especies de aves que más se pueden observar en la zona corresponden son el minero cordillerano, el cometocino, el chincol y el picaflor cordillerano; dejando en segundo orden de observación a la bandurrilla, la dormulona y la perdicitita cordillerana. Finalmente los mamíferos tienen un nivel de riqueza mediana, con once especies nativas, predominando especies como los roedores y con destacada presencia del zorro culpeo (Anglo American, 2018).

3.6. Glaciares

La cuenca tiene aproximadamente un 6.2% de área cubierta de glaciares. Dentro de los glaciares podemos encontrar glaciares descubiertos, cubiertos y rocosos. Dentro de los glaciares podemos destacar los glaciares Paloma, Altar, Rincón, Littoria, 58. La ubicación de los glaciares se puede apreciar en la Figura 3.8, así como el resumen de las principales características en la Tabla 3.2.

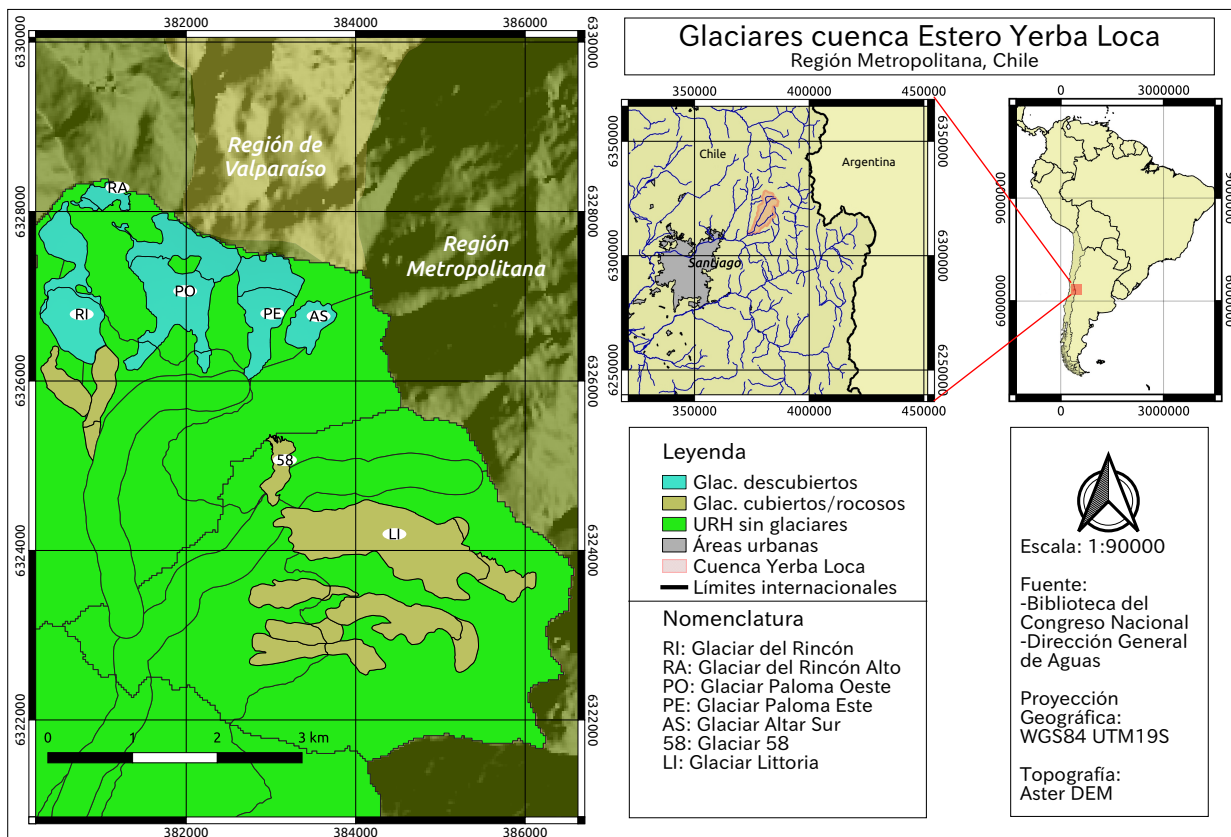


Figura 3.8: Mapa ubicación glaciares Cuenca Yerba Loca.

Tabla 3.2: Características generales glaciares cuenca Yerba Loca [Fuente: Elaboración propia a partir de Geostudios (2016)]

	Paloma Este	Altar Sur	Littoria	58	Rincón	Paloma Oeste
Área [ha]	47.7	46.5	174.9	22.3	100.2	137.6
Volumen [Mm ³]	12.4	17.3	47.2	3.6	33.1	56.3
Alt. máxima [msnm]	4860	4445	4680	4325	4410	4915
Alt. media [msnm]	4354	4118	4269	4072	3961	4347
Alt. mínima [msnm]	4000	3898	3875	3880	3550	3720
Dens. hielo [g/cm ³]	0.83	0.88	0.86	0.98	-	-

En los glaciares en que se encuentra disponible, se han detallado los resultados de balances de masa obtenidos de Geostudios (2016). Los métodos utilizados han sido glaciológico

(basado en mediciones puntuales a través de estacas) y geodésico (a través de la creación de un mapa de elevación digital).

3.6.1. Glaciar Paloma Este

Es un glaciar parte descubierto, ubicado en la parte alta de la cuenca. Actualmente tiene un cuerpo separado que se ha denominado Glaciar Paula. Las principales características del glaciar se pueden encontrar en la Tabla 3.2, en tanto que sus datos de balance de masa se pueden encontrar en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3: Balance de masa Glaciar Paloma Este [Fuente: Elaboración propia a partir de Geoestudios (2016)]

Tipo	Fechas	Balance [m.a.eq/año]
Glaciológico	16/01/2014-24/04/2014	-0.9
Glaciológico	12/12/2014-11/04/2015	-2.2
Geodésico	10/03/2014-18/02/2015	-1.57

3.6.2. Glaciar Altar Sur

Se ubica en la parte alta de la cuenca. Las principales características del glaciar se pueden encontrar en la Tabla 3.2, en tanto que sus datos de balance de masa se pueden encontrar en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4: Balance de masa Glaciar Altar Sur [Fuente: Elaboración propia a partir de Geoestudios (2016)]

Tipo	Fechas	Balance [m.a.eq/año]
Glaciológico	27/01/2014-23/04/2014	-0.7
Glaciológico	14/12/2014-23/02/2015	-1.3
Geodésico	10/03/2014-18/02/2015	-0.89

3.6.3. Glaciar Littoria

Es un glaciar rocoso, con un núcleo de hielo en su interior, con un porcentaje de detritos del orden de 8 a 10 %. La capa de detritos que lo cubre tiene espesores que varían desde los 10 a 50 cm en general. Las principales características del glaciar se pueden encontrar en la Tabla 3.2, en tanto que sus datos de balance de masa se pueden encontrar en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5: Balance de masa Glaciar Littoria [Fuente: Elaboración propia a partir de Geostudios (2016)]

Tipo	Fechas	Balance [m.a.eq/año]
Glaciológico	2014-2015	-0.25
Geodésico	10/03/2014-18/02/2015	-0.24

3.6.4. Glaciar 58

Es un glaciar rocoso con núcleo de hielo, presentando un porcentaje de detritos de hasta 22.5%. La capa de detritos que lo cubre tiene un espesor variable entre 40 y 80 cm. Las principales características del glaciar se pueden encontrar en la Tabla 3.2, en tanto que sus datos de balance de masa se pueden encontrar en la Tabla 3.6.

Tabla 3.6: Balance de masa Glaciar 58 [Fuente: Elaboración propia a partir de Geoestudios (2016)]

Tipo	Fechas	Balance [m.a.eq/año]
Glaciológico	2014-2015	0.06
Geodésico	10/03/2014-18/02/2015	-0.12

3.6.5. Glaciar Rincón

Es un glaciar en parte cubierto y en parte descubierto. Su zona baja está cubierta de detritos, en tanto que su zona media y alta están descubiertas de detritos. Las principales características del glaciar se pueden encontrar en la Tabla 3.2, en tanto que sus datos de balance de masa se pueden encontrar en la Tabla 3.7.

Tabla 3.7: Balance de masa Glaciar Del Rincon [Fuente: Elaboración propia a partir de Geoestudios (2016)]

Tipo	Fechas	Balance [m.a.eq/año]
Geodésico	10/03/2014-18/02/2015	-0.66

3.6.6. Glaciar Paloma Oeste

Corresponde a un glaciar descubierto, ubicado en la zona alta de la cuenca. Las principales características del glaciar se pueden encontrar en la Tabla 3.2.

3.6.7. Otra información glaciológica disponible

Adicionalmente a los datos ya expuestos, se suman otros datos obtenidos desde Geoestudios (2016). Esta información se presenta su disponibilidad en la Tabla 3.8.

Tabla 3.8: Resumen información glaciológica disponible.

Medición	Paloma Este	Altar Sur	Littoria	58	Rincón	Paloma Oeste
Volumen	Si	Si	Si	Si	Si	Si
Profundidad	Si	Si	Si	Si	Si	Si
Velocidad Superficial	Si	Si	Si	Si	Si	Si
Velocidad basal	Si	Si	Si	Si	Si	Si
Balance Geodesico	Si	Si	Si	Si	Si	Si
Balizas de ablación	Si	Si	Si	Si	No	No
Densidad de Hielo	Si	Si	Si	Si	Si	Si
Sondajes	Si	Si	Si	Si	Si	Si

Capítulo 4

Metodología

4.1. Modelo Hidrológico

4.1.1. División en Unidades de Respuesta Hidrológica

En primer lugar, para la creación del modelo, se dividió la cuenca en distintas unidades de respuesta hidrológica (URH). Para esto se consideraron los siguientes aspectos:

- **Altitud:** Se hizo división a los 2000, 3000 y 4000 [msnm] para acotar altitudinalmente las URH.
- **Aspecto:** Se dividió según la orientación que presentaban los distintos sectores. Para esto se consideró exposición Norte, Sur, Este y Oeste.
- **Pendiente:** Basado en los trabajos de Schweizer et al. (2003) y Bernhardt & Schulz (2010), se decidió crear 3 rangos de pendiente para dividir la cuenca. Estos rangos fueron 0° - 25° , 25° - 60° y 60° - 90° .
- **Cobertura:** Dada su ubicación y altura, la división por uso de suelo se divide principalmente en suelo desnudo y suelo cubierto por vegetación (ya que la intervención humana es prácticamente nula), compuesta principalmente por matorrales y especies de baja altura.
- **Riberas de cauces:** Se crearon URH para las zonas ribereñas (considerando 200 [m] a cada lado del curso), con el fin de representar las zonas mas bajas del valle que pueden tener mayor capacidad de agua subterránea y puede presentar mayor vegetación.
- **Glaciares:** Para los glaciares se crearon URH especiales, delimitadas según el inventario de glaciares de la DGA (2015). A estas URH se les hizo una división altitudinal adicional, cada 500 metros de elevación.

De esta forma, se dividió la cuenca en un total de 62 URH, las que se pueden observar en la Figura 4.1.

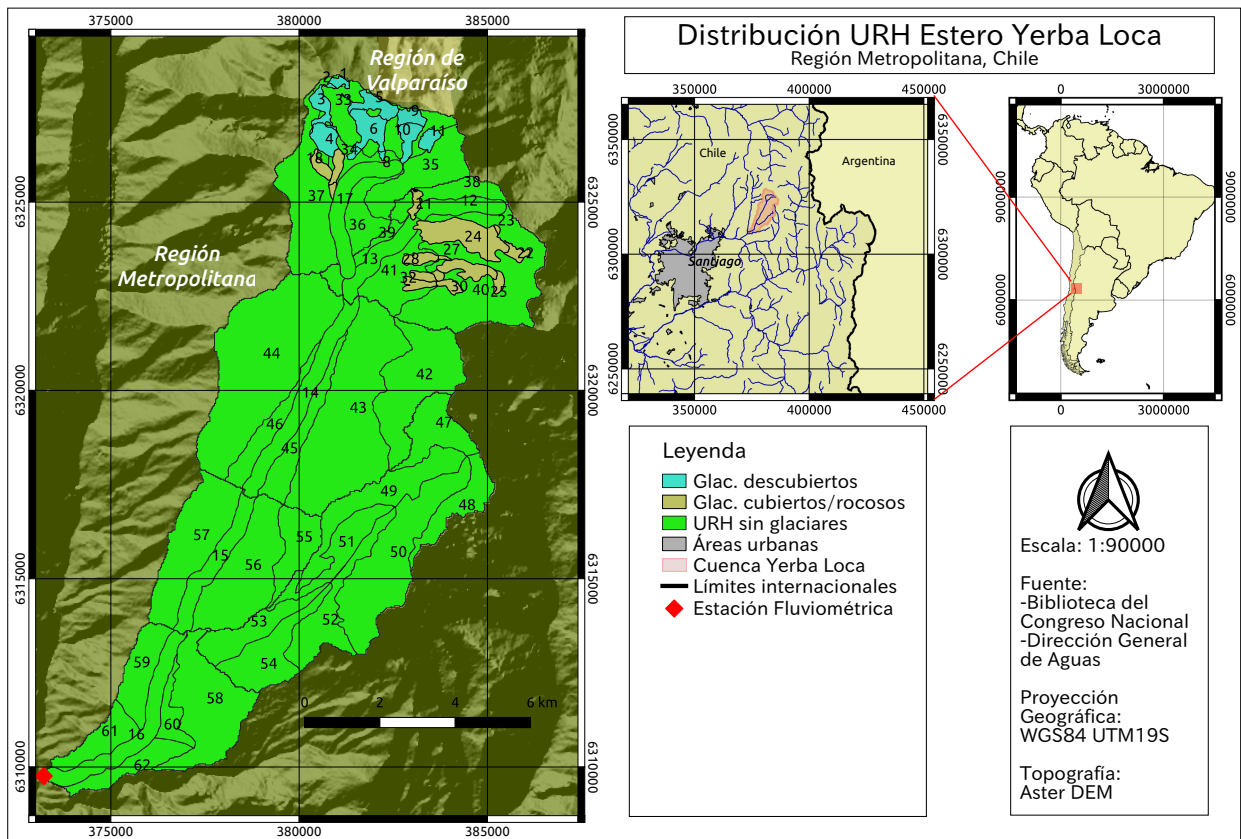


Figura 4.1: Delimitación Unidades de Respuesta Hidrológica.

4.1.2. Forzantes meteorológicas

Para las forzantes meteorológicas se contó principalmente como fuente el modelo realizado para el balance hidrológico de Chile (DGA, 2017), utilizado para la información de precipitación, temperatura y viento, el cual está fuertemente basado en el reanálisis ERA-Interim (Dee et al., 2011). Esta información permite tener la información de la cuenca en grillas de 5×5 [km], además de presentar la posibilidad de tener un registro continuo cada 3 horas (que se interpoló para llevarlo a un intervalo de 1 hora). Según los puntos disponibles, se trabajó con los puntos que se encuentran dentro de la cuenca, especificados en la Figura 4.2, utilizando las metodologías expuestas a continuación.

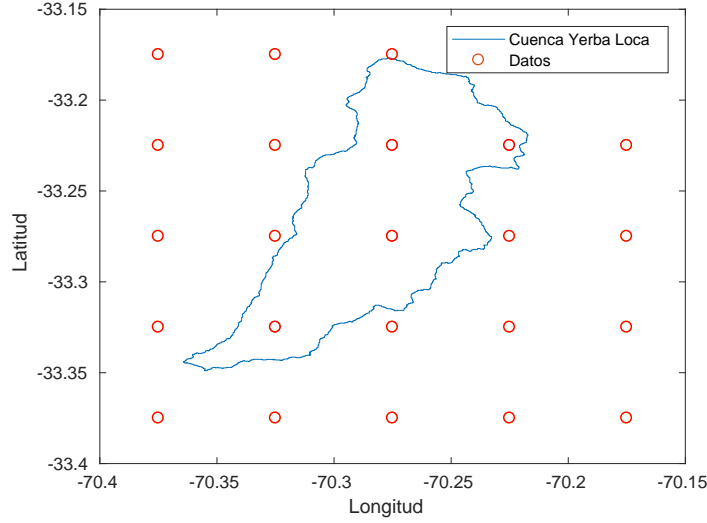


Figura 4.2: Grilla con datos meteorológicos disponibles según Balance Hídrico Nacional.

Temperatura

La creación de la serie de temperaturas para la actualización del balance hidrico nacional se construye a partir de los datos de MODIS y del reanálisis ERA-Interim, según la metodología explicada en Dirección General de Aguas (2017). Para llevar esto a la distribución de URH previamente hecha, se calculó una regresión lineal a nivel de 3 horas, lo que utilizando la Ecuación (4.1) logra determinar la información de temperatura distribuida cada 3 horas, la que finalmente se interpola de forma lineal para llevarla a la resolución temporal de 1 hora.

$$T_i^{URH_j} = m_i \cdot z^{URH_j} + n_i \quad (4.1)$$

Donde:

- $T_i^{URH_j}$: Temperatura en paso temporal i, para la URH j.
- m_i, n_i : Coeficientes de pendiente y posición de la regresión para el paso temporal i
- z^{URH_j} : Altitud de la URH j.

Esta metodología se comparó con los datos de temperatura para la estación a la salida de la cuenca, obteniendo los resultados de la Figura 5.1

Precipitación

De modo general la metodología se basa en crear funciones de transferencia para llevar información de precipitación de ERA-Interim a escala local y calibrarla con observaciones de Precipitación (Dirección General de Aguas, 2017). Con los datos obtenidos dentro de la

cuenca (Figura 4.2) se calculó un ajuste lineal representando la variación altitudinal de la precipitación (Ecuación (4.2)). Con este ajuste lineal se calculó el valor para cada URH tomando su altura media, al paso temporal original de los datos (3 [hr]). Finalmente para llevarla hasta la escala temporal del modelo, se asumió una intensidad de precipitación uniforme durante las 3 [hr].

$$Pp_i^{URH_j} = \max(0, m_i \cdot z^{URH_j} + n_i) \quad (4.2)$$

Donde:

- $Pp_i^{URH_j}$: Precipitación en paso temporal i, para la URH j .
- m_i, n_i : Coeficientes de pendiente y posición de la regresión para el paso temporal i
- z^{URH_j} : Altitud de la URH j .

Los resultados de esta metodología utilizada se comparan con los datos disponibles en las Figuras 5.3 y 5.4

Velocidad del Viento

Para la velocidad del viento, los datos del balance hídrico nacional utilizan datos del Explorador Eólico del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile ¹ en conjunto con técnicas similares a las utilizadas para llevar la precipitación y temperatura a escalas locales (Dirección General de Aguas, 2017). Para llevar estos datos a las URH necesarias se decidió promediar los valores dentro de la cuenca, asignando un valor constante a toda el área, ya que en el caso de la velocidad del viento es más difícil encontrar patrones que puedan ayudar a hacer una distribución adecuada.

Humedad Relativa

Para la humedad relativa se decidió separar, dado el conocimiento de la zona, en días sin precipitación y días con precipitación. En los días con precipitación se consideró una humedad de 95%. Por otro lado en el caso de los días sin precipitación se utilizaron los datos de la estación Los Libertadores (la más próxima que tiene una información de humedad relativa de larga data), a partir de la cual se determinaron los valores de humedad media mensuales para días secos, cuyos valores se encuentran en la Tabla 4.1. Estos datos fueron asignados a los días de los respectivos meses en que no se registra precipitación según la metodología antes expuesta.

¹<http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/>

Tabla 4.1: Humedades Relativas Estación Los Libertadores.

Mes	Humedad Media [%]
Enero	35.0
Febrero	35.5
Marzo	31.7
Abril	32.1
Mayo	38.4
Junio	36.6
Julio	40.3
Agosto	38.7
Septiembre	40.8
Octubre	38.6
Noviembre	34.1
Diciembre	31.1

4.1.3. Creación Modelo

Con la división de URH anteriormente detallada se procedió a la creación del Modelo. Para la creación de este se utilizaron los siguientes módulos:

- Basin: Declara parámetros generales para el modelo
- Obs: Lee y distribuye la información de variables ingresadas
- K_Estimate: Calcula los flujos dentro de las capas de suelo utilizando la ley de Darcy
- Intcp: Maneja la intercepción durante verano e invierno
- Annandale: Estima la radiación de onda corta incidente a partir de la temperatura mínima y máxima (Annandale et al., 2002)
- Albedo_Richard: Se encarga de calcular el albedo durante el periodo de invierno y derretimiento, a través de parámetros como el albedo de la nieve y coeficientes de decaimiento. Los valores para la parametrización fueron obtenidos a partir de Comte Bustos (2017).
- PbsmSnobal: Calcula el transporte de nieve y la sublimación de esta, utilizando el trabajo de Essery et al. (1999)
- Netall: Calcula la radiación neta a partir de la radiación de onda corta y la ecuación de Brunt.
- Glacier: Balance energético para la neviza y la nieve, explicado en la Sección 2.4. Para el valor del albedo de hielo se utilizaron los valores propuesto por Paterson (2016).
- LongVt: Calcula la radiación de onda larga utilizando Sicart et al. (2006)
- Evap: Calcula la evapotranspiración desde el derretimiento de la nieve hasta una nueva nevada, utilizando el trabajo de Granger & Pomeroy (1997)
- SnobalCRHM: Calcula el balance energético de la nieve, utilizando el trabajo de Marks et al. (1999)
- Ayers: Maneja la infiltración en el suelo

- Soil: : Maneja la humedad del suelo a lo largo del año, separándolo en dos capas y utilizando como valores de entrada la infiltración.
- Netroute_M: Maneja el ruteo de los flujos superficiales y subsuperficiales utilizando el método de Muskingum.

Con el fin de calibrar el modelo, dado que CRHM no tiene una rutina interna para calibración, se utilizó el algoritmo propuesto por Tolson & Shoemaker (2007), en el cual se utilizó como función objetivo la maximización del índice Nash–Sutcliffe a nivel diario. El periodo de calibración utilizado fue desde el año hidrológico 2005-2006 a 2010-2011, en tanto que el periodo de validación se tomó desde el año hidrológico 2011-2012 hasta el año hidrológico 2014-2015.

La inclusión del flujo de hielo se realiza de manera externa a CRHM, realizando una actualización de la masa de hielo en cada URH al inicio de cada año hidrológico (1 de abril). Es decir se corre el modelo por periodo de un año, luego es detenido, se actualizan los volúmenes de hielo y posteriormente se vuelve a correr el siguiente año.

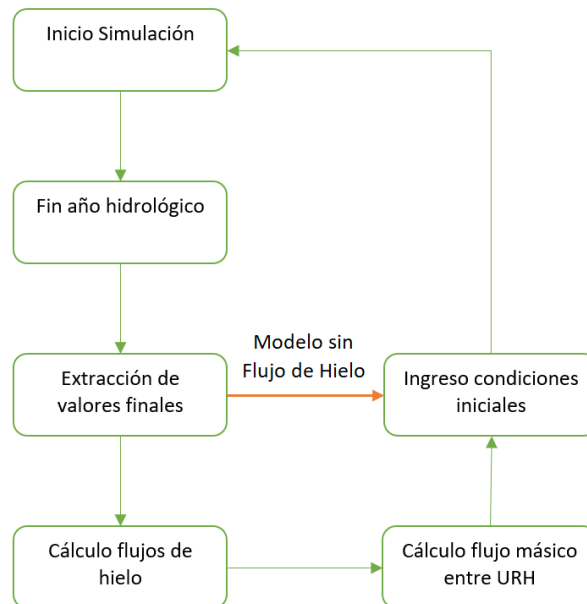


Figura 4.3: Esquema actualización para modelos con y sin flujo de hielo. En rojo se muestra la diferencia entre ambos modelos, donde el modelo sin flujo de hielo no pasa por la actualización de los espesores de hielo en las URH con glaciares.

Dado que la actualización de los volúmenes de hielo implica el cálculo de más variables y por tanto de más tiempo computacional, para la calibración del modelo se procedió en primer lugar a calibrar el modelo en CRHM para el periodo completo sin ninguna modificación ni alteración al esquema original utilizado por CRHM. A partir de esos resultados se procedió a calibrar un modelo incluyendo la modificación de flujo de hielo y un modelo que sigue el mismo esquema de reinicio al comenzar el año hidrológico, pero que no actualiza los volúmenes de hielo (Figura 4.3), de manera de tener modelos que funcionen de manera similar (evitar comparaciones entre un modelo con modelación continua durante todo el período y modelos

que deben reiniciarse en un punto del año) y así poder tener puntos de comparación entre ambos.

Por el hecho de tener un modelo altamente modificado, el uso de CRHM se considera en parte un generador de inputs para la incorporación del cálculo de derretimiento en glaciares rocosos y cubiertos. Esto es dado que los modelos para estos glaciares requieren más variables, las cuales no son tan simples de conseguir en forma continua y por el periodo de tiempo necesario en glaciares, en tanto que CRHM es capaz de calcularlas a partir de modelos, haciendo posible la disponibilidad de mayor información para el cálculo.

Entendiendo esto, el cálculo del aporte de glaciares rocosos es realizado de forma externa, utilizando el modelo explicado en la Sección 2.5. Para el uso de este modelo, son necesarias las variables meteorológicas antes dichas, así como variables calculadas por distintos módulos de CRHM como son:

- QsiS_Var: Radiación de onda corta, obtenida desde el módulo Annandale.
- Qli: Radiación de onda larga, obtenida desde el módulo LongVT.
- hru_t: Temperatura del aire, obtenida desde el módulo obs.
- hru_u: Velocidad del viento, obtenida desde el módulo obs.
- hru_rh: Humedad relativa, obtenida desde el módulo obs.
- hru_rain: Precipitación líquida, obtenida desde el módulo obs.
- firn: Neviza, obtenida desde el módulo glacier.
- SWE: Equivalente en agua de nieve, obtenida desde el módulo SnobalCRHM

4.2. Variabilidad Climática

Acorde a lo descrito en la Sección 2.7, se esperan importantes cambios en las condiciones de temperatura y precipitación para la zona. Para esto se realizan cambios en las variables de precipitación y temperatura. La precipitación fue modificada en el rango de +25 % a -25 %, en intervalos de 5 %. En el caso de la temperatura los cambios fueron desde -5°C hasta +5°C, totalizando 121 combinaciones.

4.3. Análisis de Sensibilidad

Para identificar los parámetros a los que son más sensibles los resultados y por tanto pueden incidir de manera más importante sobre la hidrología de la zona, se modificaron parámetros en un rango desde -20 % hasta +20 %, con intervalos de 10 %. La elección de parámetros a modificar se basó en cubrir distintos componentes de la hidrología (subterránea, superficial, glaciares), resultando en la lista siguiente:

- soil_moist_max: Máxima capacidad de almacenamiento del suelo
- gwKstorage: Constante de almacenamiento para el agua subterránea

- runKstorage: Constante de almacenamiento para el ruteo del flujo superficial.
- ssrKstorage: Constante de almacenamiento para el ruteo del flujo subsuperficial.
- hru_T_g: Temperatura del suelo a cierta temperatura
- max_h2o_vol: Máximo contenido de agua líquida de la nieve.
- z_0: Longitud de rugosidad.
- gw_max: Máxima capacidad de almacenamiento del acuífero.
- icestorage: Constante de almacenamiento para el hielo.
- ice_Albedo: Albedo del hielo.
- a1: Tiempo de decaimiento del albedo para manto deritiéndose.
- a2: Tiempo de decaimiento del albedo para manto frío.
- Albedo_Bare: Albedo para suelo desnudo.
- amax: Albedo máximo de nieve recién caída.
- amin: Albedo mínimo para nieve vieja.
- smin: Mínima precipitación para renovar albedo.

Capítulo 5

Resultados

A continuación se procede a mostrar los principales resultados obtenidos en los distintos pasos de esta tesis.

5.1. Variables meteorológicas

En esta sección se muestran los resultados obtenidos al utilizar las metodologías explicadas en la Sección 4.1.2 para distribuir las variables meteorológicas.

5.1.1. Temperatura

La temperatura se distribuyó a las distintas altitudes de las URH según la metodología expuesta en la Sección 4.1.2. Esta metodología se contrastó con los datos disponibles de la estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco. Para efectos de la comprobación se calculan las temperaturas medias diarias a la altitud de la estación siguiendo la metodología descrita y son comparadas con las temperaturas medias diarias registradas por la estación. Los resultados de esta validación se observan en la Figura 5.1, mostrando una buena correlación en general ($r^2=0.86$), sin embargo se observa una subestimación para temperaturas bajas y una sobreestimación para temperaturas altas.

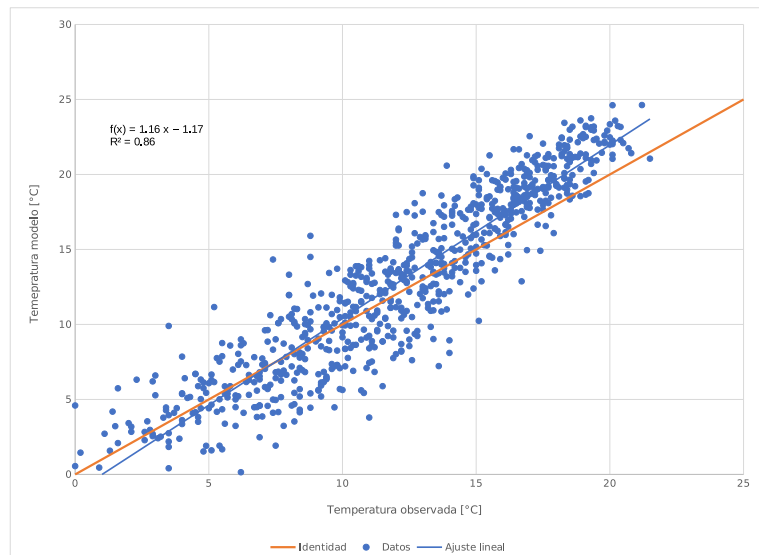


Figura 5.1: Validación distribución temperaturas medias diarias.

El resumen de las series de temperatura diaria utilizadas se presenta en la Figura 5.2. Aquí se puede observar la serie de temperaturas máximas, mínimas y la temperatura media diaria obtenida. Más detalles de las series por cada Unidad de Respuesta Hidrológica se pueden encontrar en el Anexo B.

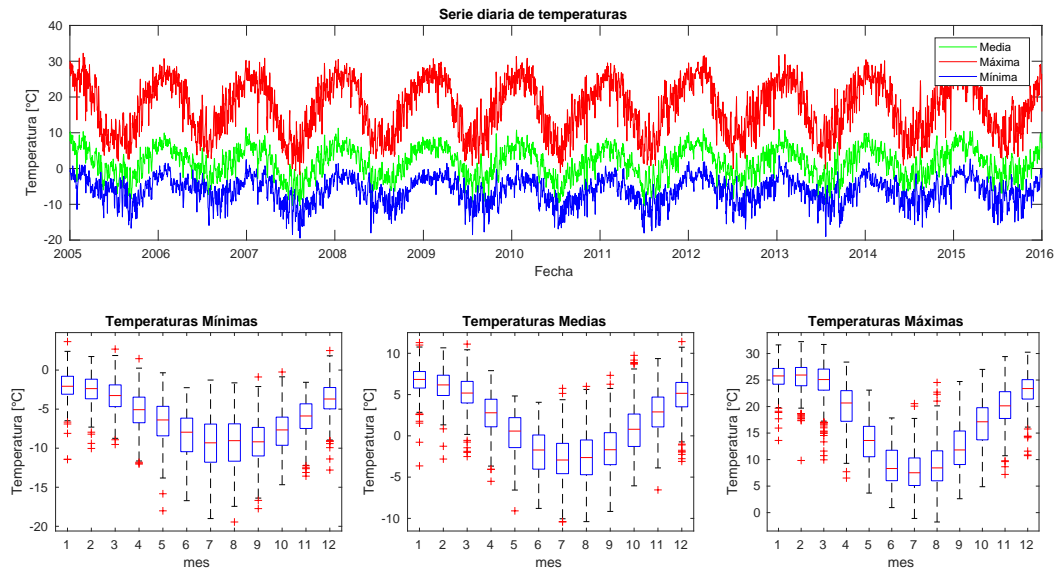


Figura 5.2: Figura superior: Resumen series de temperatura utilizadas. Máxima: Temperatura máxima calculada dentro de la cuenca durante el día; Mínima: Temperatura mínima calculada dentro de la cuenca durante el día; Media: Temperatura media de las URH en la cuenca. Figura inferior-izquierda: Distribución de temperaturas mínimas. Figura inferior-central: Distribución de temperaturas medias. Figura inferior-derecha: Distribución de temperaturas máximas.

5.1.2. Precipitación

Para la validación de la metodología descrita en la Sección 4.1.2, se comprobó a nivel mensual la precipitación total obtenida con la metodología y el valor registrado por la estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco. Los resultados de esta validación se encuentran en las Figuras 5.3 y 5.4. Las series muestran en general un ajuste de $r^2=0.78$, generando un error promedio alrededor de 20 [%] (Figura 5.3), con un error a nivel mensual que en general es de subestimación, excepto para los meses de Octubre y Diciembre (Tabla 5.1), donde la sobreestimación puede alcanzar hasta un 71 [%]. Los mayores errores se producen durante la época de bajas precipitaciones, sin embargo para el invierno, cuando cae el grueso de la precipitación, el error no supera un 18 [%] (Tabla 5.1)

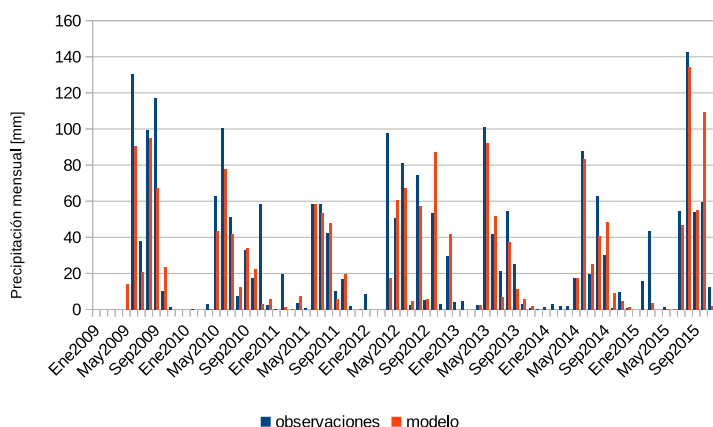


Figura 5.3: Series mensuales de precipitaciones calculadas y observadas estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco.

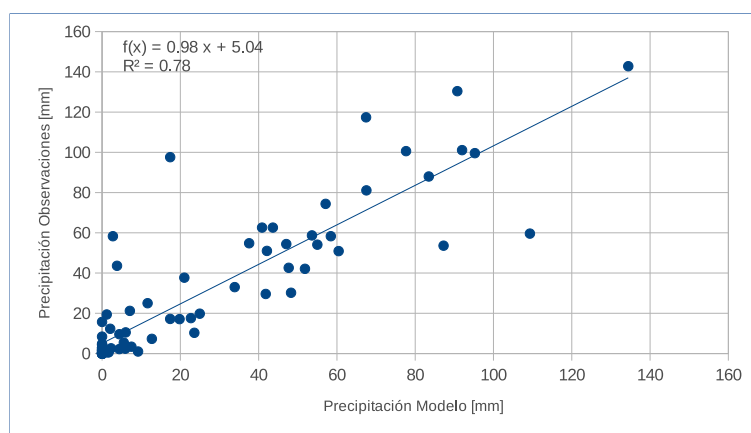


Figura 5.4: Dispersión precipitaciones mensuales estación Yerba Loca Antes Junta San Francisco.

Tabla 5.1: Comparación valores medios mensuales de precipitación observada y precipitación lograda con el modelo

Mes	Obs	Modelo	Error
Ene.	2	0	-1.00
Feb.	7	0	-0.97
Mar.	8	1	-0.91
Abr.	18	5	-0.75
May.	39	36	-0.09
Jun.	72	61	-0.14
Jul.	35	29	-0.18
Ago.	69	61	-0.12
Sep.	39	33	-0.17
Oct.	23	40	0.71
Nov.	12	2	-0.87
Dic.	5	7	0.50

En la Figura 5.5 se puede observar el resumen de las series de precipitación. En la figura se encuentran las series de precipitaciones máximas, mínimas y medias obtenidas dentro de la cuenca a través de la metodología presentada. Más detalles se pueden encontrar en el Anexo B, con la individualización por URH.

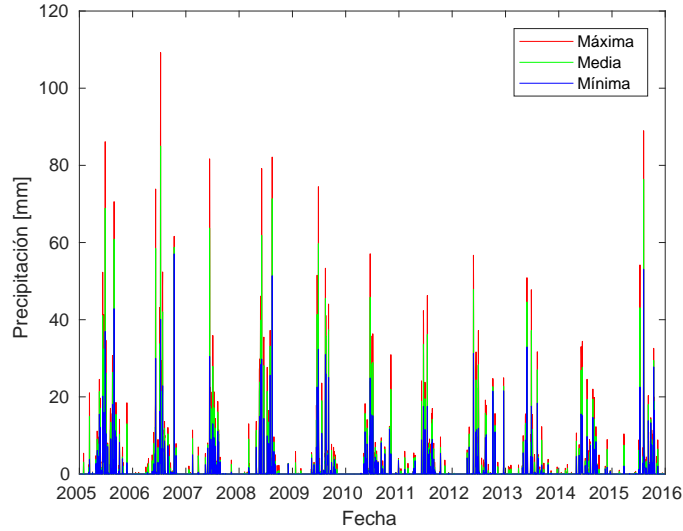


Figura 5.5: Rangos de precipitaciones diarias utilizadas para la modelación. Máxima: Precipitación máxima calculada dentro de la cuenca durante el día; Mínima: Precipitación mínima calculada dentro de la cuenca durante el día; Media: Precipitación media de las URH en la cuenca.

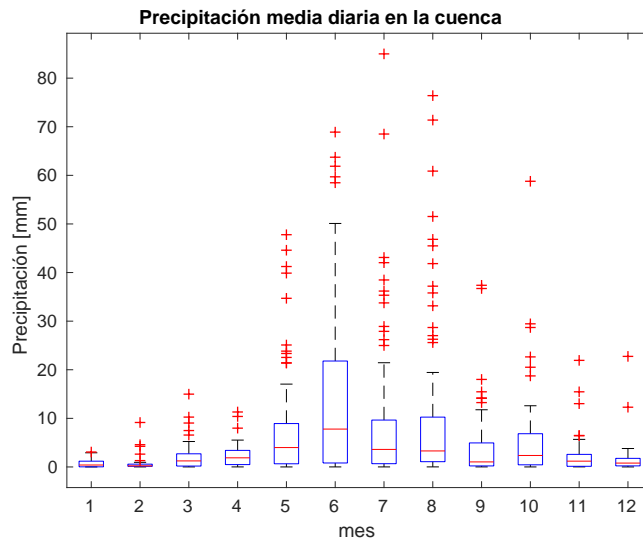


Figura 5.6: Distribución precipitaciones diarias medias en la cuenca Yerba Loca. Se han considerado solo los días con precipitación.

5.2. Modelo para glaciares cubiertos y rocosos

En el caso del modelo utilizado para modelar glaciares rocosos y cubiertos, se validó utilizando mediciones puntuales hechas en distintas temporadas en los glaciares Littoria y Changri-Nup. Los resultados de los distintos modelos testeados se presentan en formato de derretimiento acumulado y tasas medias en las Figuras 5.7 y 5.8 respectivamente.

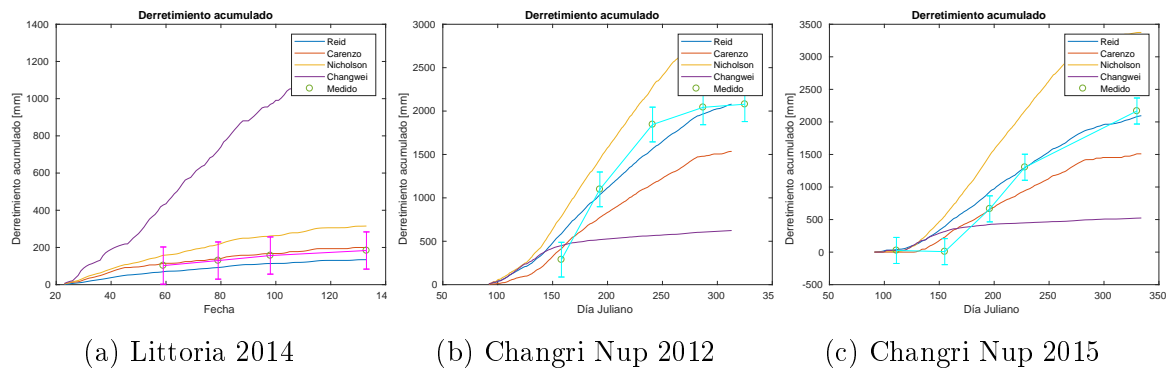


Figura 5.7: Validación derretimientos acumulados durante temporadas en distintos glaciares rocosos con modelo DEB

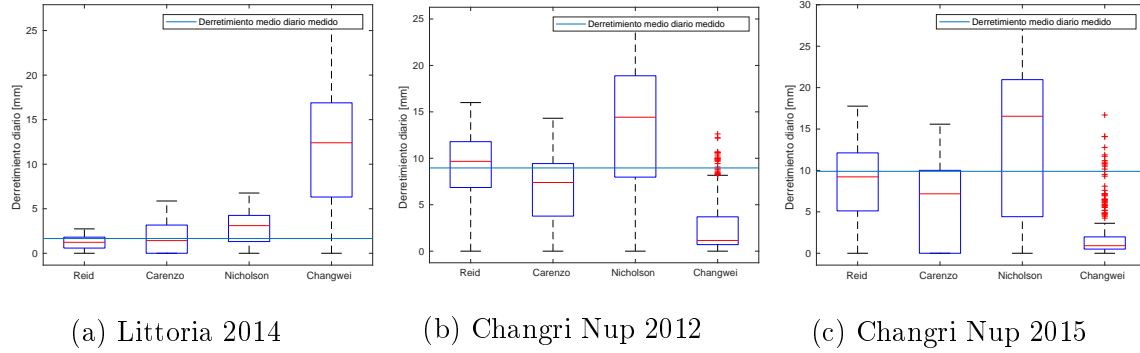


Figura 5.8: Validación tasas medias de ablación durante temporadas en distintos glaciares rocosos con modelo DEB

Las Figuras 5.7 y 5.8 permiten en primer lugar descartar el uso del modelo de Changwei & Gough (2013), dados sus pobres resultados, llegando a un error de hasta 600 [%] (Tabla 5.2), además de ser inconsistente en cuanto a su resultado, entregando en ocasiones valores totalmente sobreestimados, y en otras ocasiones valores subestimados. Luego el modelo de Nicholson & Benn (2006) entrega resultados de derretimientos diarios con mayor variabilidad, además de errores mayores en general respecto a los valores acumulados (50 [%] de error medio según Tabla 5.2).

Los mejores resultados para el glaciar Littoria los entrega el modelo de Carengo et al. (2016), con un 9 [%] de error para el año 2014. Sin embargo al analizar todas las muestras, el modelo con el menor error medio es Reid & Brock (2010), con un [-10 [%] (Tabla 5.2), por lo que se decide considerar todas las muestras disponibles y dejar a este como el modelo elegido.

Tabla 5.2: Resumen derretimientos acumulados observados y modelados

	Littoria 2014	Changri Nup 2012	Changri Nup 2015	Error medio
Reid	134 [mm]	2030 [mm]	2090 [mm]	-
Carenzo	199 [mm]	1534 [mm]	1509 [mm]	-
Nicholson	315 [mm]	2840 [mm]	3374 [mm]	-
Changwei	1283 [mm]	623 [mm]	523 [mm]	-
Obs	183 [mm]	2079 [mm]	2109 [mm]	-
Reid-Error	-27 [%]	-2 [%]	-1 [%]	-10 [%]
Carenzo-Error	9 [%]	-26 [%]	-28 [%]	-15 [%]
Nicholson-Error	72 [%]	37 [%]	60 [%]	56 [%]
Changwei-Error	601 [%]	-70 [%]	-75 [%]	152 [%]

En vista de la elección hecha, se hace un análisis de las relaciones entre las variables medidas y los derretimientos diarios calculados utilizando el modelo de Reid & Brock (2010) (DEB) (Figura 5.9). En este análisis no se han calculado ecuaciones de correlaciones o similares, ya que se ha considerado que una temporada de mediciones no es suficiente para realizar un análisis más profundo, pero si es útil para identificar los posibles comportamientos que se tienen. De esto las variables de Temperatura del aire y radiación de onda Larga incidente muestran fuertes correlaciones con los derretimientos diarios (Figuras 5.9a y 5.9c). En el

caso de la humedad relativa, se observa una tendencia inversa con los derretimientos diarios, pero con una importante dispersión.

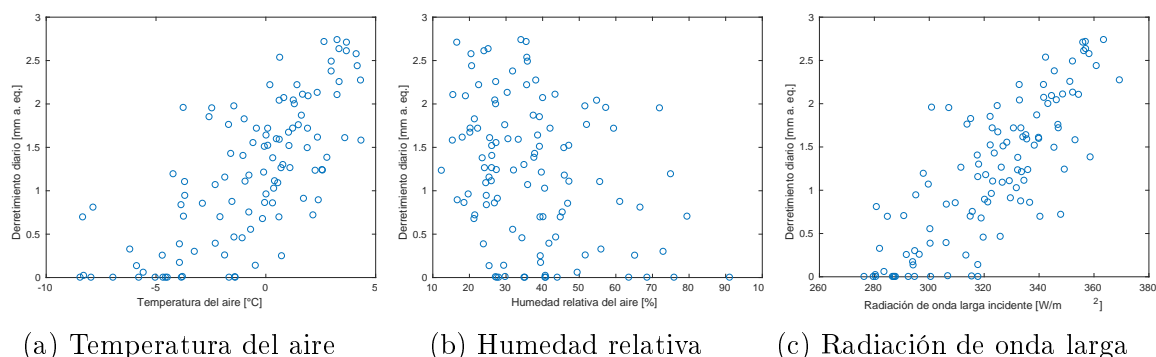


Figura 5.9: Relaciones derretimientos calculados con modelo DEB y variables observada

Resumiendo los resultados, se ha establecido el modelo de Reid & Brock (2010) (DEB) como el más apropiado, dado su error general es menor (Tabla 5.2). El modelo de Careno et al. (2016) mostró mejores resultados para el caso del glaciar Littoria, sin embargo dado que solo se tiene una temporada de datos, la elección se realiza considerando todos los datos de ambos glaciares disponibles.

5.3. Calibración y Validación

Las respectivas calibraciones y validaciones de las distintas versiones utilizadas, junto con sus respectivos valores de coeficientes de eficiencia de Nash–Sutcliffe y de correlación, se encuentran en las Figuras 5.10, 5.11 y 5.12.

En lo sucesivo, los modelos serán nombrados de la siguiente forma:

- Original: Modelo de CRHM sin ninguna modificación, que corre de forma continua durante todo el período de modelación.
- Con flujo de hielo: Modelo con la inclusión de un flujo de hielo a través de la modificación de los espesores de los glaciares. Para realizar la actualización de los espesores se detiene el modelo al inicio de cada año hidrológico y luego continúa sus cálculos (Figura 4.3).
- Sin flujo de hielo: Modelo sin la inclusión de flujo de hielo, modificado para detenerse a finales del año hidrológico y luego continuar el siguiente año, con el fin de poder comparar el desempeño del modelo con flujo de hielo (Figura 4.3).

Para verificar el desempeño en el derretimiento de glaciares, la Figura 5.13 contiene la comparación de derretimientos puntuales entre mediciones hechas y los resultados del modelo.

Por último, la verificación del flujo de hielo se hace a través de la comparación de velocidades de desplazamiento, lo que se puede encontrar en la Tabla 5.4, donde se ha incluido el

cálculo del error en la velocidad total, ya que es la utilizada para calcular la transferencia de masa entre distintas URH en el momento de hacer la actualización para el modelo CRHM.

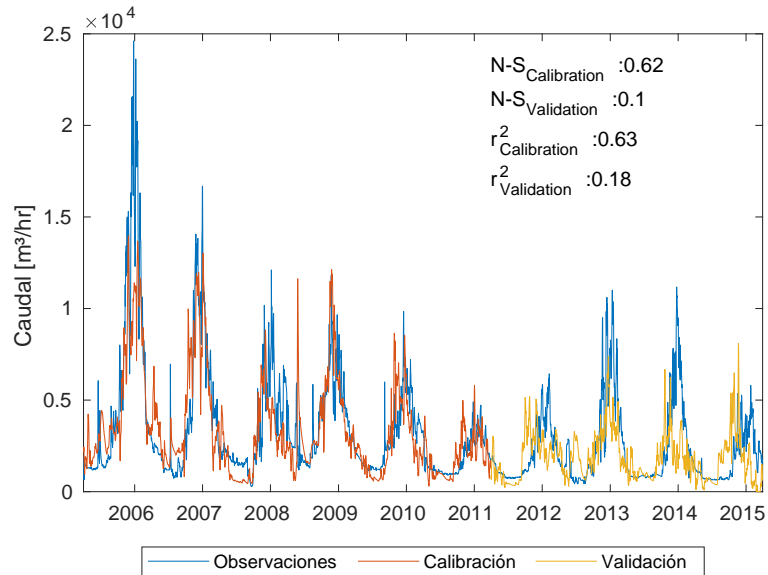


Figura 5.10: Resultados calibración y validación para modelo original.

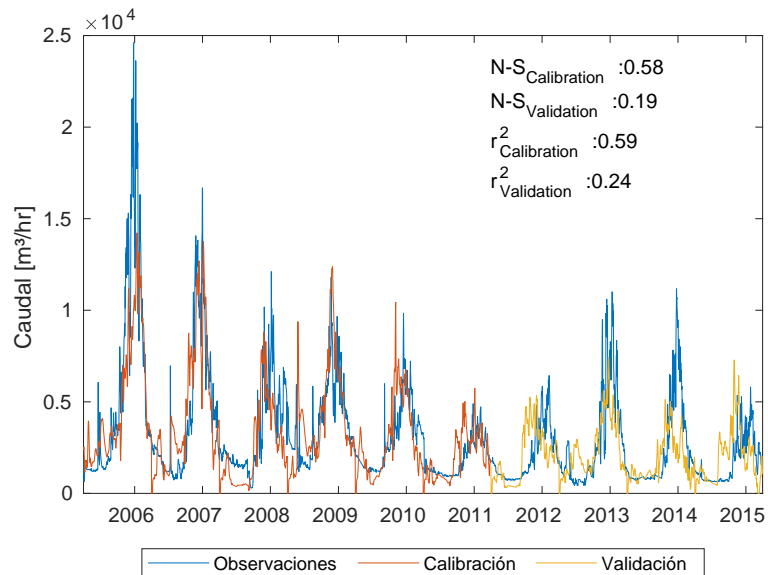


Figura 5.11: Resultados calibración y validación para modelo con flujo de hielo original.

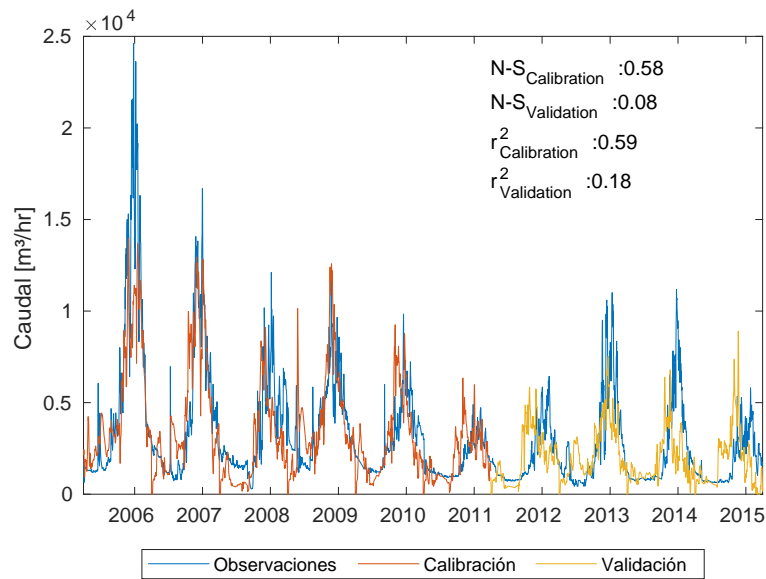


Figura 5.12: Resultados calibración y validación para modelo sin flujo de hielo.

Tabla 5.3: Resumen índices de eficiencia a nivel diario para los modelos utilizados.

Modelo	$N - S_{Cal.}$	$N - S_{Val.}$	$r_{Cal.}^2$	$r_{Val.}^2$
Original	0.62	0.1	0.63	0.18
Con flujo de Hielo	0.58	0.19	0.59	0.24
Sin Flujo de Hielo	0.58	0.08	0.59	0.18

Los resultados indican comportamientos similares para el periodo de calibración en el caso de los modelos con y sin flujo de hielo. Los mejores resultados se obtienen con el modelo original (tanto en términos de r^2 como Nash-Sutcliffe), en lo que puede afectar el hecho de tener una simulación continua.

Al momento de comparar los resultados del período de validación, se observa que el modelo con flujo de hielo consigue mejores desempeños que el modelo original así como el modelo sin flujo de hielo (Tabla 5.3), esto considerando ambos índices de eficiencia calculados. Estos resultados indican un modelo más robusto.

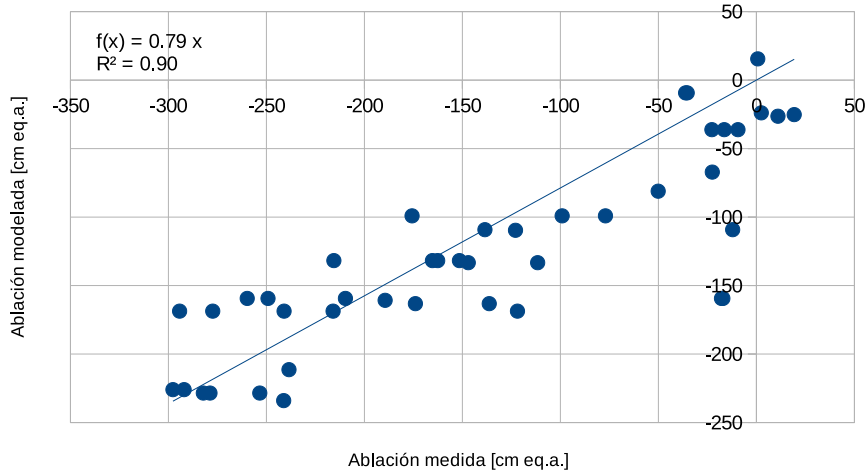


Figura 5.13: Comparación derretimientos puntuales para glaciares descubiertos. Se han comparado valores obtenidos de balances en estacas para distintos periodos con los valores de derretimiento obtenidos de la URH correspondiente.

La comparación de resultados puntuales (Figura 5.13) entrega resultados que subestiman en un 20 [%] los valores observados de derretimientos. La representación no es del todo satisfactoria, siendo una posible oportunidad de mejora para futuras realizaciones.

Tabla 5.4: Comparación velocidades medidas y calculadas. Us: Velocidad superficial, Ub: Velocidad basal, Du: Deformación interna.

Glaciar	Medición promedio [cm/día]			Modelo promedio [cm/día]			Error [%]
	Us	Ub	Du	Us	Ub	Du	Us
Paloma	2.24	1.44	0.80	1.87	1.19	0.69	-17
Altar Sur	0.34	0.26	0.07	1.15	0.94	0.21	238
Rincón	0.22	0.17	0.06	0.53	0.36	0.17	141
Paloma Oeste	1.50	0.30	1.20	1.64	0.61	1.03	9
Littoria	0.20	0.19	0.02	-	-	-	-
58	0.41	0.41	0.00	-	-	-	-

Los resultados de velocidad de flujo indican buenos resultados para los glaciares Paloma y Paloma Oeste (error no superior a un 20 %), sin embargo en el caso de los glaciares Altar Sur y Rincón los resultados son pobres, incluso llegando a un error de 238 [%]. Las diferencias en los resultados pueden ser debidas a diversas razones, lo cual no es posible determinar con los datos que se tienen, ya que el análisis de esto puede comprender un estudio totalmente nuevo.

5.4. Incorporación flujo de hielo en modelo

A continuación se muestran distintas formas de comparar el desempeño del modelo con flujo de hielo y los demás modelos utilizados, con el fin de hacer la comparación a la utilidad del modelo con flujo de hielo.

En primer lugar se tienen las curvas de duración, tanto del modelo original (Figura 5.14) como de la comparación entre el modelo con flujo de hielo y el modelo sin flujo de hielo (Figura 5.15). Luego, en la Tabla 5.5 se tienen distintos índices hidrológicos, que sirven a modo de comparación (la definición de los índices hidrológicas utilizadas se encuentra en el Anexo F). Posteriormente se tienen las comparaciones temporales de los valores medios de diversas variables como lo son el flujo a la salida de la cuenca, contenido de frío, almacenamiento subterráneo, espesores de hielo y equivalente en agua de nieve; las que se encuentran en las Figuras 5.16, 5.17, 5.18, 5.19 y 5.20; para posteriormente tener la Figura 5.21 para comparación del flujo superficial en la URH 13 (ver Figura 4.1 para observar su ubicación espacial). Finalmente en la Tabla 5.6 se encuentran las comparaciones de los balances de masa con distintas observaciones disponibles.

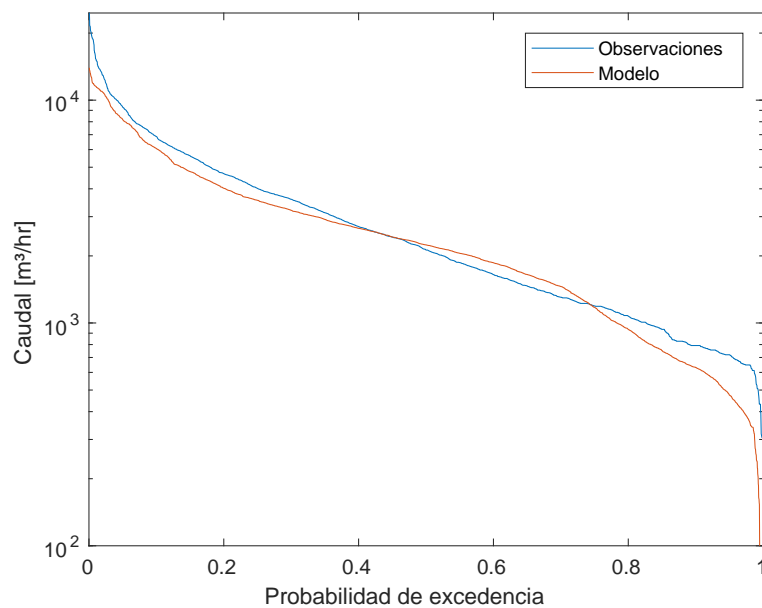


Figura 5.14: Curvas de Duración para modelo original.

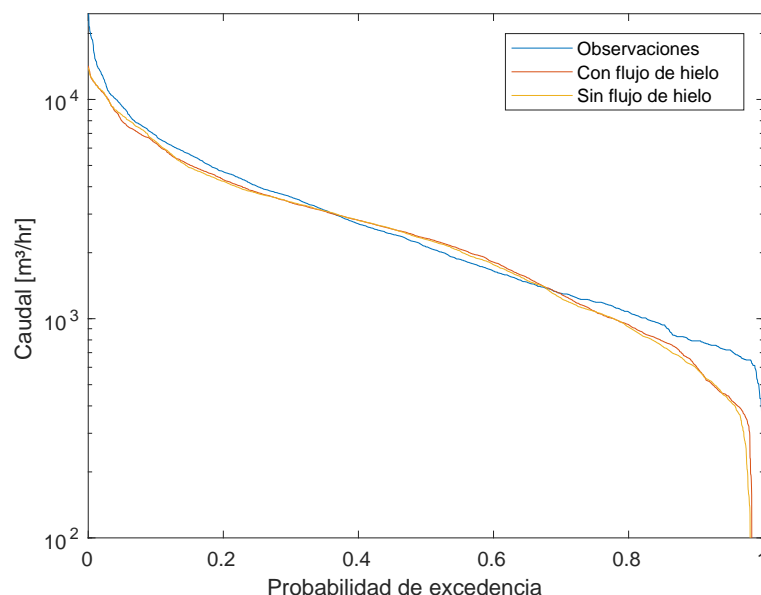


Figura 5.15: Curvas de Duración para modelos con y sin flujo de hielo.

Tabla 5.5: Índices Hidrológicos de las distintas versiones de modelo utilizadas.

Firma Hidrológica	Observaciones	Original	Con Flujo de hielo	Sin Flujo de hielo
BiasFHV [%]	-	-26.61	-25.40	-33.28
BiasFMM [%]	-	0.50	0.95	1.17
BiasFMS [%]	-	-0.05	0.03	0.05
BiasRR [%]	-	13.32	14.63	16.55
FDC _{highsegment} [m ³ /hr]	1.18E+06	8.64E+05	8.78E+05	7.85E+05
FDC _{lowsegment} [m ³ /hr]	-6.96E+05	-7.38E+05	-7.38E+05	-7.38E+05
FDC _{midsegment} [m ³ /hr]	1.28	1.21	1.31	1.33
Mean _{discharge} [m ³ /hr]	3.18E+03	2.81E+03	2.89E+03	2.97E+03
Median _{discharge} [m ³ /hr]	2.13E+03	2.21E+03	2.29E+03	2.32E+03
Peak _{discharge} [m ³ /hr]	2.46E+04	1.40E+04	1.37E+04	1.17E+04
S _{FDC}	-1.77	-1.72	-2.02	-1.95
Variance _{discharge} [m ³ /hr]	9.39E+06	6.08E+06	6.43E+06	6.00E+06

El análisis de las curvas de duración en las Figuras 5.14 y 5.15 en primera instancia no presenta grandes diferencias en los resultados obtenidos. Al momento de observar los resultados de la Tabla 5.5 se pueden observar de mejor manera las diferencias entre las series, en particular los resultados de los modelos con y sin flujo de hielo.

Se obtiene que el modelo con flujo de hielo obtiene mejores resultados en todos los índices hidrológicos, acercándose o incluso superando lo logrado en el caso del modelo original (continuo). En particular para el error en la estimación de los flujos altos (BiasFHV) la mejora respecto al modelo sin flujo de hielo es alrededor de 9 [%], siendo este el segmento donde se obtienen mejores avances al incorporar el flujo de hielo. El único índice donde el modelo sin flujo de hielo mejora los resultados se el promedio de la escorrentía.

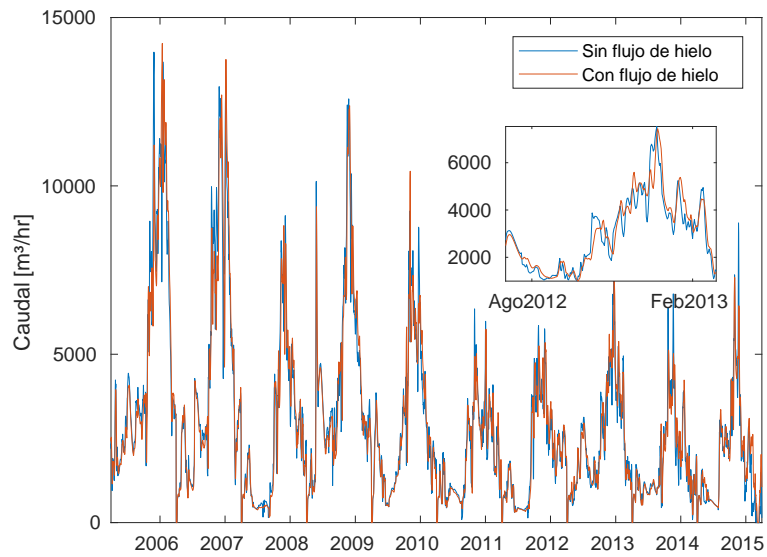


Figura 5.16: Comparación caudales modelos con y sin flujo de hielo. Zona con aumento para ejemplificar las diferencias observadas en una escala menor.

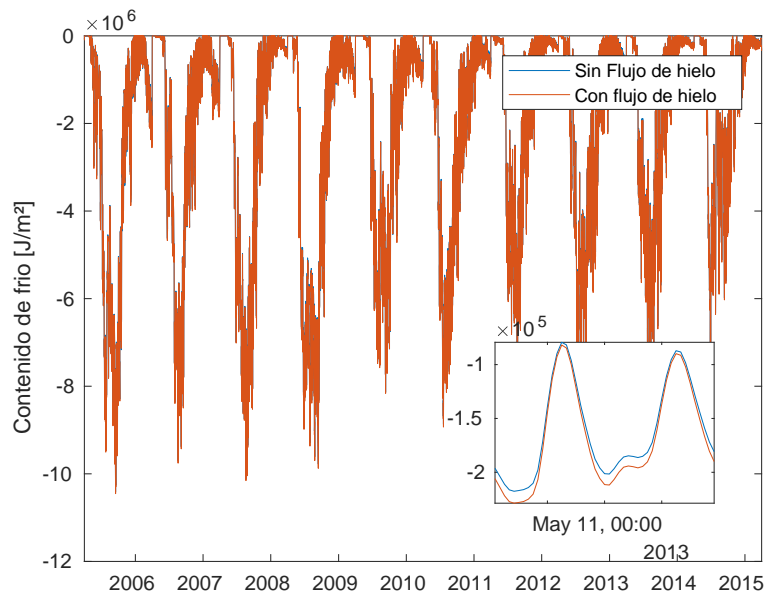


Figura 5.17: Comparación contenido de frío medio modelos con y sin flujo de hielo. Zona con aumento para ejemplificar las diferencias observadas en una escala menor.

Las Figuras 5.16 y 5.17 no presentan una tendencia clara en cuanto a las diferencias, siendo difícil en estas encontrar un cambio significativo y representando a través de los detalles especificados en cada una de estas el como varían en escalas menores de tiempo.

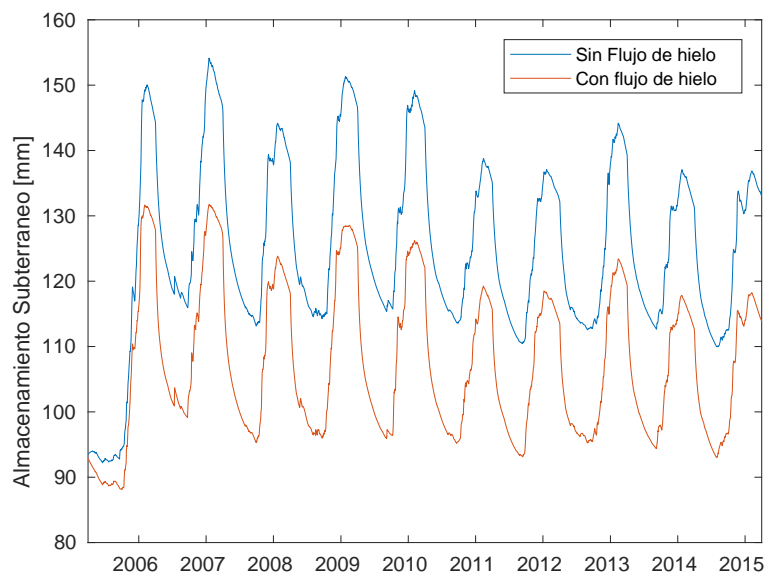


Figura 5.18: Comparación almacenamiento subterráneo medio modelos con y sin flujo de hielo.

El caso del almacenamiento subterráneo (Figura 5.18) es totalmente diferente a lo observado en las figuras precedentes. En este caso es evidente como el modelo con flujo de hielo aumenta el almacenamiento subterráneo respecto al caso con flujo de hielo, utilizando este como posible sustituto a la capacidad de almacenamiento que pierde por glaciares. A nivel medio esta diferencia es de alrededor de 17.6 [mm], representando más de un 10 [%] de diferencia entre ambos modelos.

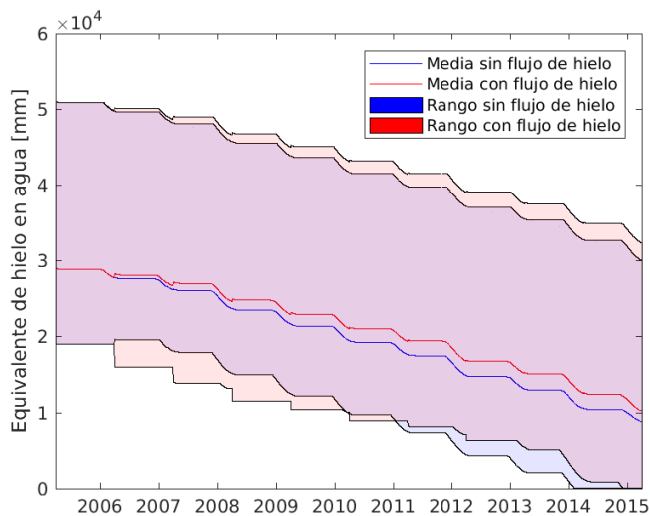


Figura 5.19: Comparación valores medios de hielo y rangos totales obtenidos con modelos con y sin flujo de hielo. Zona con tonos rojos corresponde a áreas donde solo hay valores de modelo con flujo de hielo; Zona azul a zonas donde solo hay valores de modelo sin flujo; Zona violeta se encuentran valores generados por ambos modelos.

La Figura 5.19 muestra como en general al tener el modelo con flujo de hielo aumenta la cantidad de hielo en el modelo. Por otro lado, el valor máximo de hielo siempre es generado por el modelo con flujo de hielo, en tanto que la zona de mínimos valores comienza utilizada por el modelo con flujo de hielo, sin embargo este logra mantenerse estable por más tiempo, haciendo hacia el final del periodo sea el modelo sin flujo de hielo el que tiene los valores mínimos. Un punto importante a destacar es el hecho de que la inclusión de hielo permitió retrasar en casi un año la eliminación del hielo en una URH.

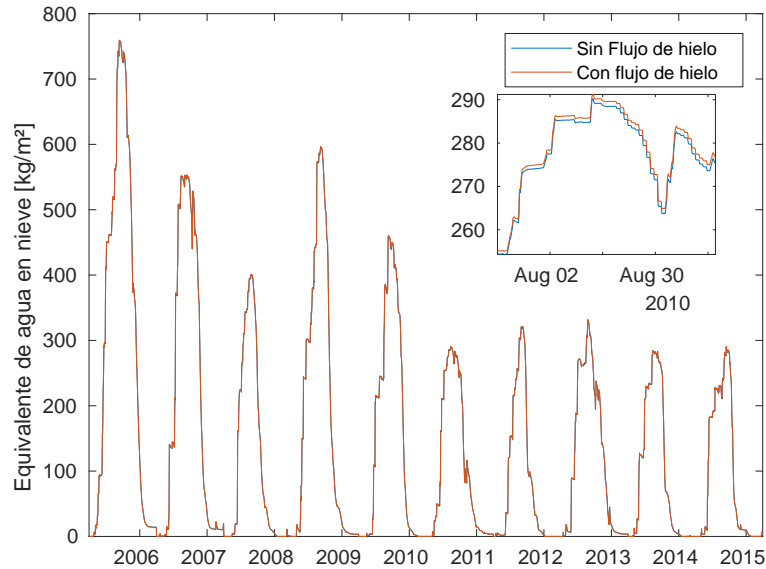


Figura 5.20: Comparación SWE medio modelos con y sin flujo de hielo.

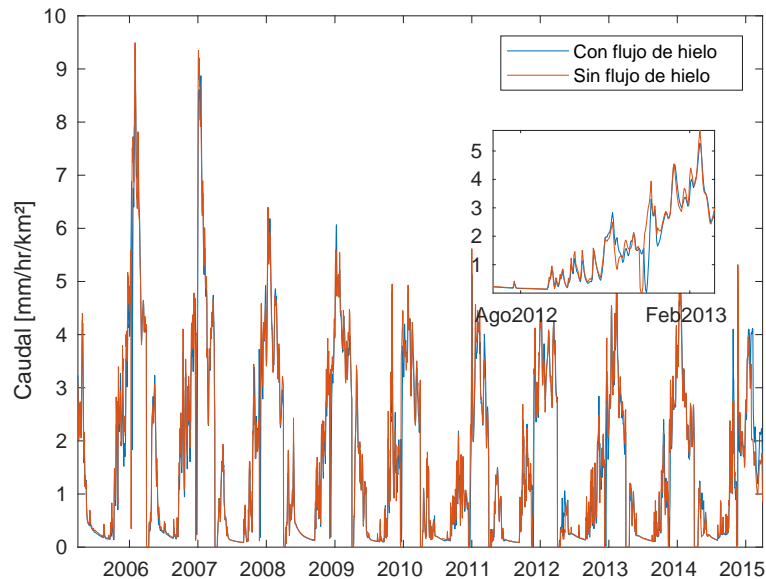


Figura 5.21: Comparación flujos superficiales en URH superior (13).

En el caso de las Figuras 5.20 y 5.21 (representativa de la zona alta de la cuenca), al igual que con las Figuras 5.16 y 5.17, tampoco se logra diferenciar de forma importante

los comportamientos de ambos modelos, observándose diferencias solo a través de hacer un detalle de fechas específicas.

Tabla 5.6: Balances en glaciares descubiertos observados y calculados con modelos con y sin flujo. Unidades en [m.a.eq./año].

Glaciar	Periodo	Observado	Modelo sin flujo	Modelo con flujo
Paloma	2014-2015	-1.57	-1.821	-1.730
	2013-2014	-0.9	-1.775	-1.688
	2012-2014	-1.06	-1.375	-1.307
	2012-2015	-1.21	-1.524	-1.448
Paula	2014-2015	-1.14	-0.710	-1.221
	2013-2014	-0.6	-0.577	-1.221
	2012-2014	-1.2	-0.299	-0.965
	2012-2015	-0.76	-0.436	-1.050
Altar Sur	2014-2015	-0.89	-2.957	-2.957
	2012-2014	-0.64	-2.443	-2.443
	2012-2015	-0.68	-2.614	-2.614
Rincón	2014-2015	-0.66	-2.751	-2.613
	2012-2014	-0.75	-2.668	-2.540
	2012-2015	-0.73	-2.695	-2.564

La Tabla 5.6 nos permite ver como entre ambos modelos en general el modelo con flujo de hielo entrega balances menos negativos, aunque sin presentar diferencias muy grandes, excepto para el glaciar Paula donde las diferencias alcanzan alrededor de 0.7 [m.a.eq/año]. Al momento de comparar con respecto a los datos observados, las mejores representaciones se obtienen en el glaciar Paloma, aún así teniendo un balance más negativo de lo observado. Por otro lado los resultados más pobres se obtienen en los glaciares Altar Sur y Rincón, con una evidente tendencia a sobreestimar el derretimiento.

5.5. Aporte glaciares cubiertos y rocosos

En primer lugar, la Tabla 5.7 contiene los espesores utilizados para los cálculos posteriores, provenientes de valores medidos en la zona. La validez de estos espesores, para efectos de comparar balances máscicos, se hace a través de la Tabla 5.8, que compara los balances de masa obtenidos a través del modelo DEB, con observaciones.

Por otro lado, la Figura 5.22, muestra los aportes de distintos componentes a los derretimientos de la cuenca, en específico separando lo obtenido a través del modelo DEB. La figura 5.23 tiene la forma de relacionarse entre los derretimientos que son calculados con el modelo DEB y los que resultarían de utilizar los módulos disponibles por parte de CRHM.

Finalmente, las Figuras presentes desde 5.24a a 5.27b reflejan el intento de relacionar distintas variables meteorológicas, separadas en distintos periodos del año con el aporte porcentual que tienen los glaciares rocosos/cubiertos para la respectiva temporada. De esta

forma se intenta generar algún tipo de indicador para el pronóstico/estimación del aporte en la esorrentía que generarán los glaciares cubiertos/rocosos.

Tabla 5.7: Espesores utilizados en los detritos, según la URH correspondiente.

URH	Espesor [m]
18	0.2
19	0.2
20	0.25
21	0.4
22	0.1
23	0.1
24	0.25
25	0.15
26	0.25
27	0.15
28	0.25
29	0.25
30	0.15
31	0.25
32	0.25

Tabla 5.8: Balances en glaciares rocosos observados y calculados con modelos con y sin flujo. Unidades en [m.a.eq./año].

Glaciar	Periodo	Observado	Modelo	Error [%]
Littoria	2014-2015	-0.24	-0.18	-25
	2012-2014	-0.18	-0.15	-17
	2012-2015	-0.20	-0.16	-20
58	2014-2015	-0.12	-0.14	-17
	2012-2014	-0.18	-0.11	-39
	2012-2015	-0.20	-0.12	-40

De la Tabla 5.8, se observa que los mejores resultados se obtienen para el glaciar Littoria, donde el mayor error corresponde a un 25[%]. Por otro lado en el caso del glaciar 58, el error llega hasta un 40 [%].

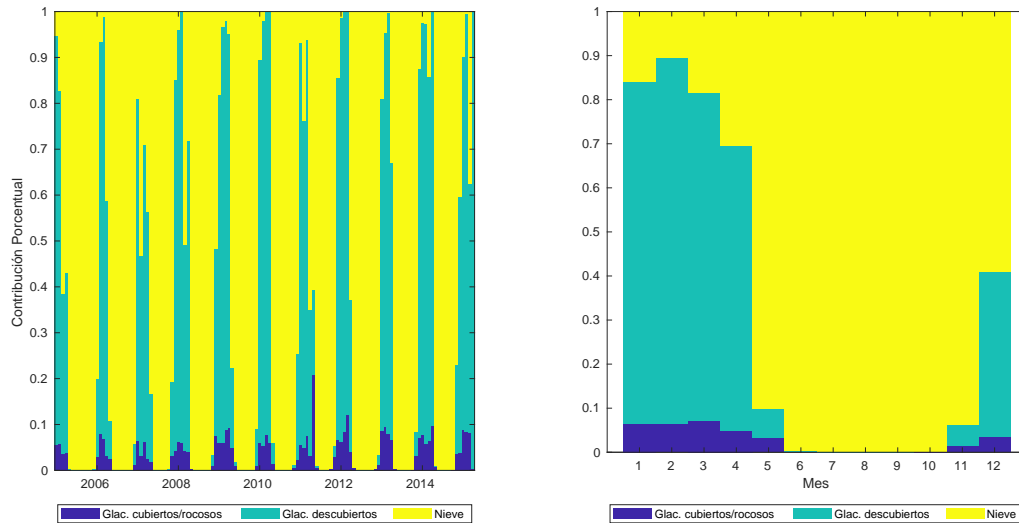


Figura 5.22: Aportes mensuales a la escorrentía según tipo de derretimiento. Izquierda: Valores mensuales; Derecha: Valores medios mensuales.

La Figura 5.22 nos muestra como aportan las distintas componentes que están sometidas a derretimiento. Como es esperable, durante el invierno el aporte es totalmente de nieve, en tanto que los glaciares comienzan a aportar durante noviembre, hasta la llegada del invierno. En general los aportes de glaciares cubiertos/rocosos son alrededor de un 5 a 6 [%], sin embargo pueden llegar a significar alrededor de un 20 [%] como se obtuvo para el año 2011.

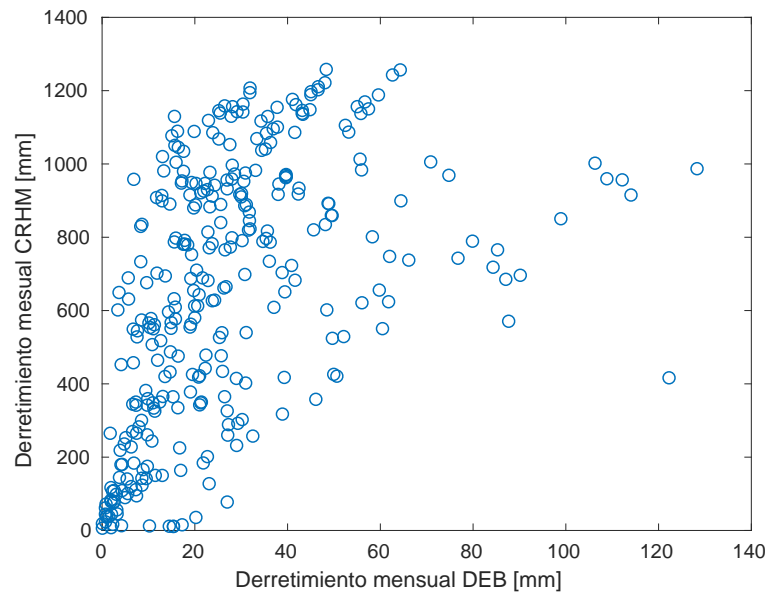


Figura 5.23: Relación tasas de derretimiento medias mensuales calculadas con y sin modelo de glaciares cubiertos.

Respecto a la Figura 5.23, se aprecia como la relación entre los derretimientos calcula-

dos con un modelo específico para glaciares rocosos/cubiertos no sigue necesariamente una misma tendencia que lo que se obtendría utilizando los módulos disponibles por CRHM. Esta dispersión observada corresponde a las distintas variables extra que pueden afectar el desempeño de estos glaciares.

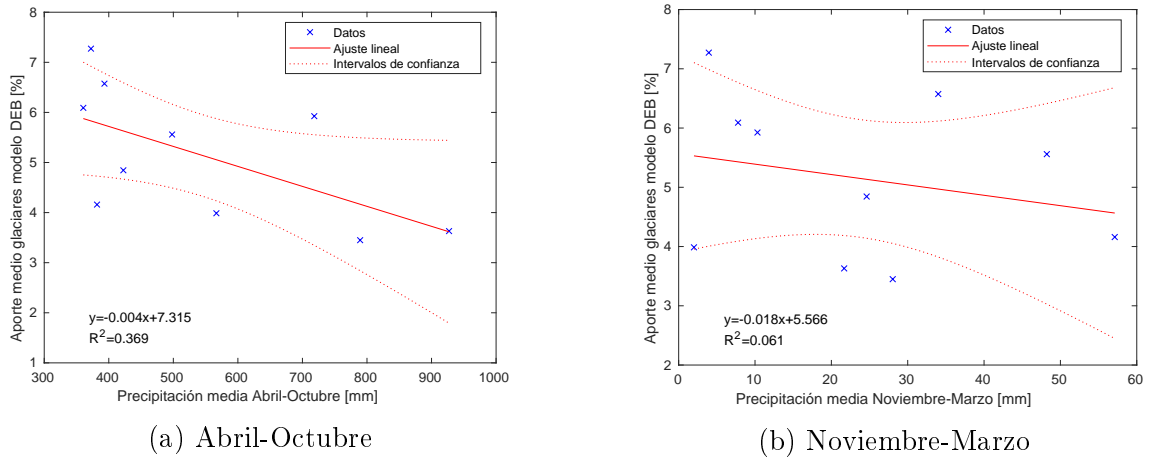


Figura 5.24: Relación de aporte modelo DEB con precipitación en distintos períodos

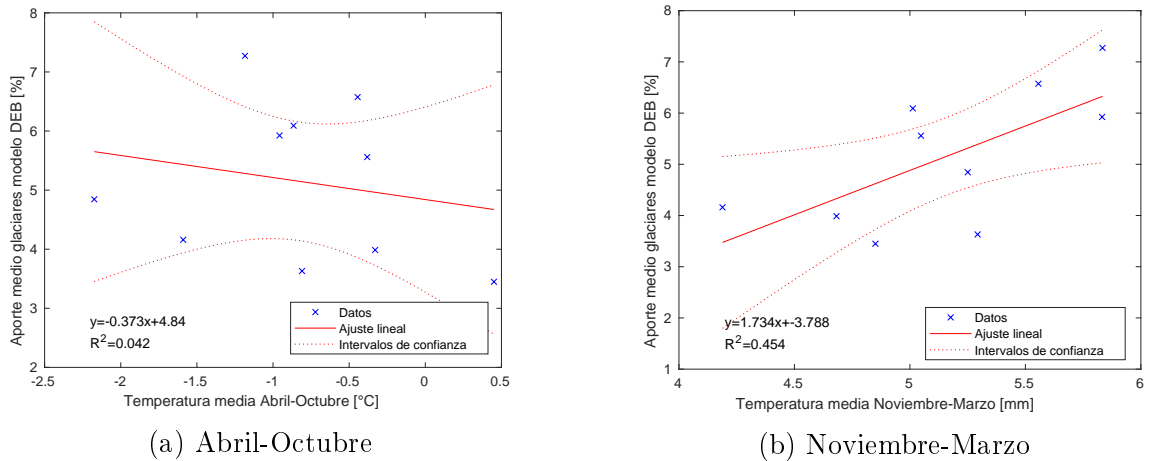
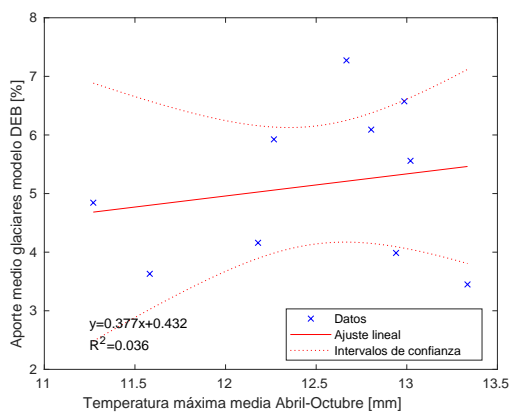
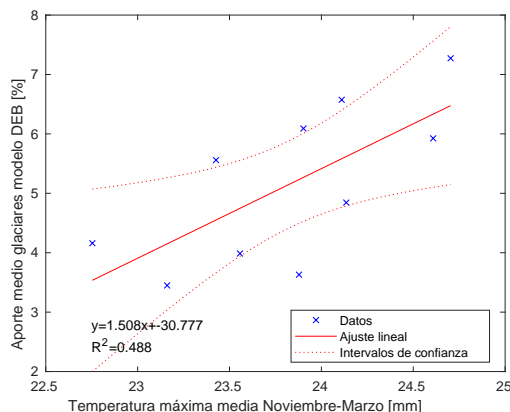


Figura 5.25: Relación de aporte modelo DEB con temperatura media en distintos períodos

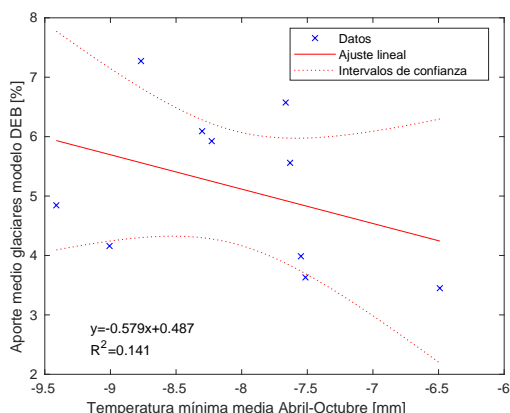


(a) Abril-Octubre

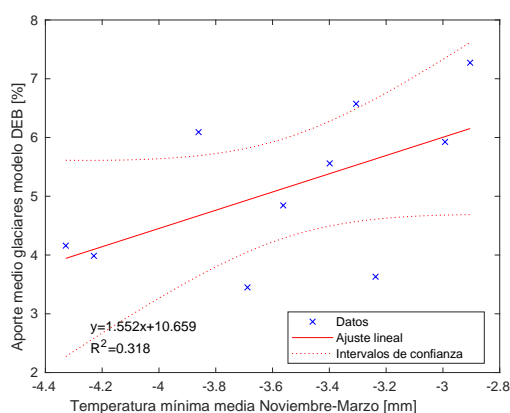


(b) Noviembre-Marzo

Figura 5.26: Relación de aporte modelo DEB con temperatura máxima media en distintos períodos



(a) Abril-Octubre



(b) Noviembre-Marzo

Figura 5.27: Relación de aporte modelo DEB con temperatura mínima media en distintos períodos

De las relaciones presentadas en las Figuras 5.24, 5.25, 5.26 y 5.27, se obtiene que la mejor relación se obtiene con la temperatura máxima media del periodo Noviembre-Marzo, obteniendo valores de R^2 similares (solo 0.03 de diferencia) con la temperatura media en el mismo período. De todas formas ningún ajuste logró superar un valor de R^2 de 0.5, mostrando que el uso de predictivos no llega a satisfacer del todo la interrogante del aporte al caudal.

5.6. Variabilidad Climática

En esta sección se presentan los resultados de variar las condiciones climáticas según lo especificado. Los resultados se presentan a través de la variación del valor medio respecto a la situación original en las Figuras 5.28, 5.29 y 5.30. Adicionalmente, se comparan los

resultados del modelo con y sin flujo de hielo en la Figura 5.31, donde se compara utilizando $\Delta SinFlujo/\Delta conflujo$; así se tiene una manera rápida de verificar los cambios en los distintos modelos al agregar el flujo de hielo.

En el caso del modelo DEB, solo se calculan los resultados para la variable de hielo en la Figura 5.32.

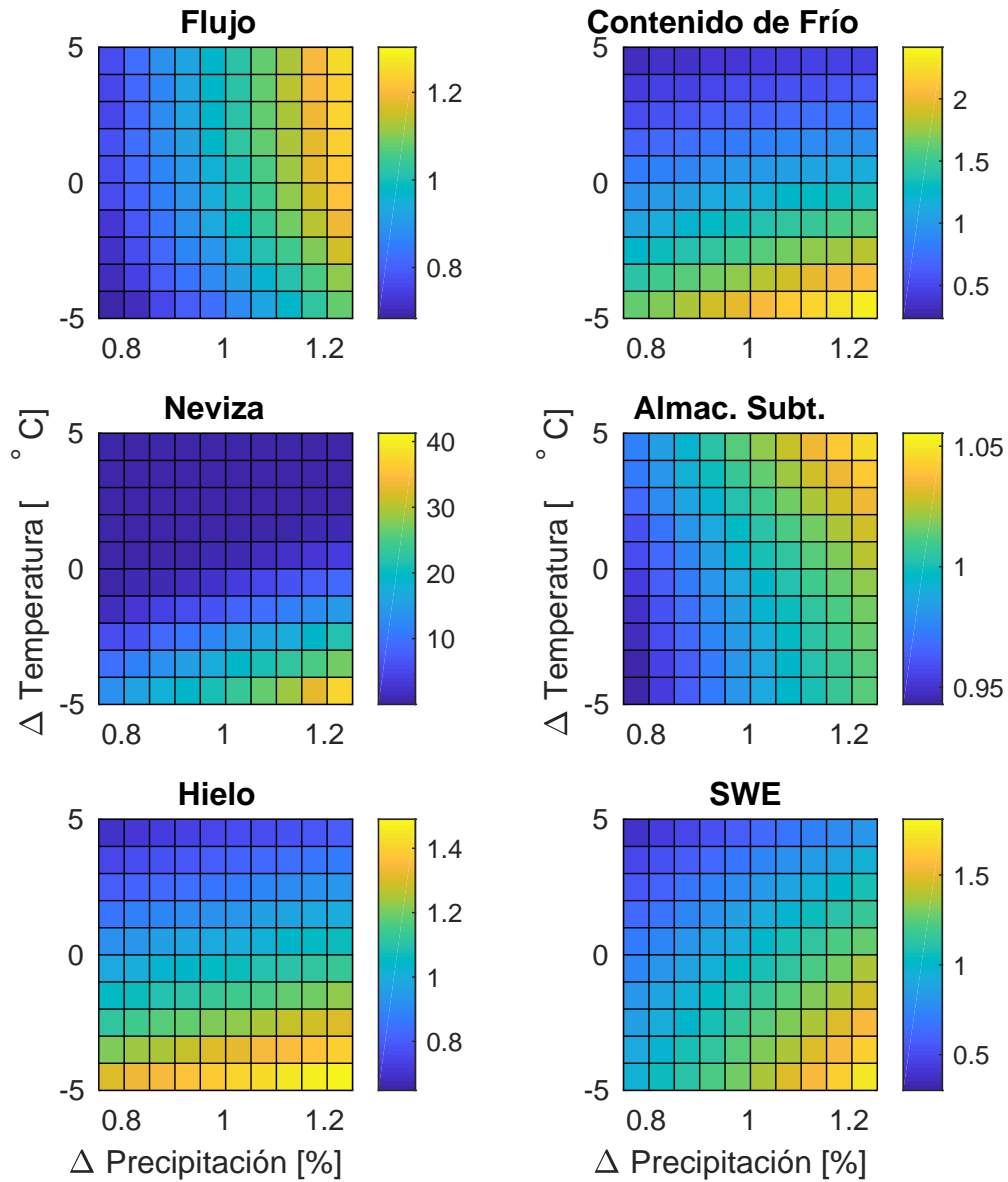


Figura 5.28: Cambios producto de variaciones en las forzantes climáticas sobre distintas variables medias, utilizando modelo original.

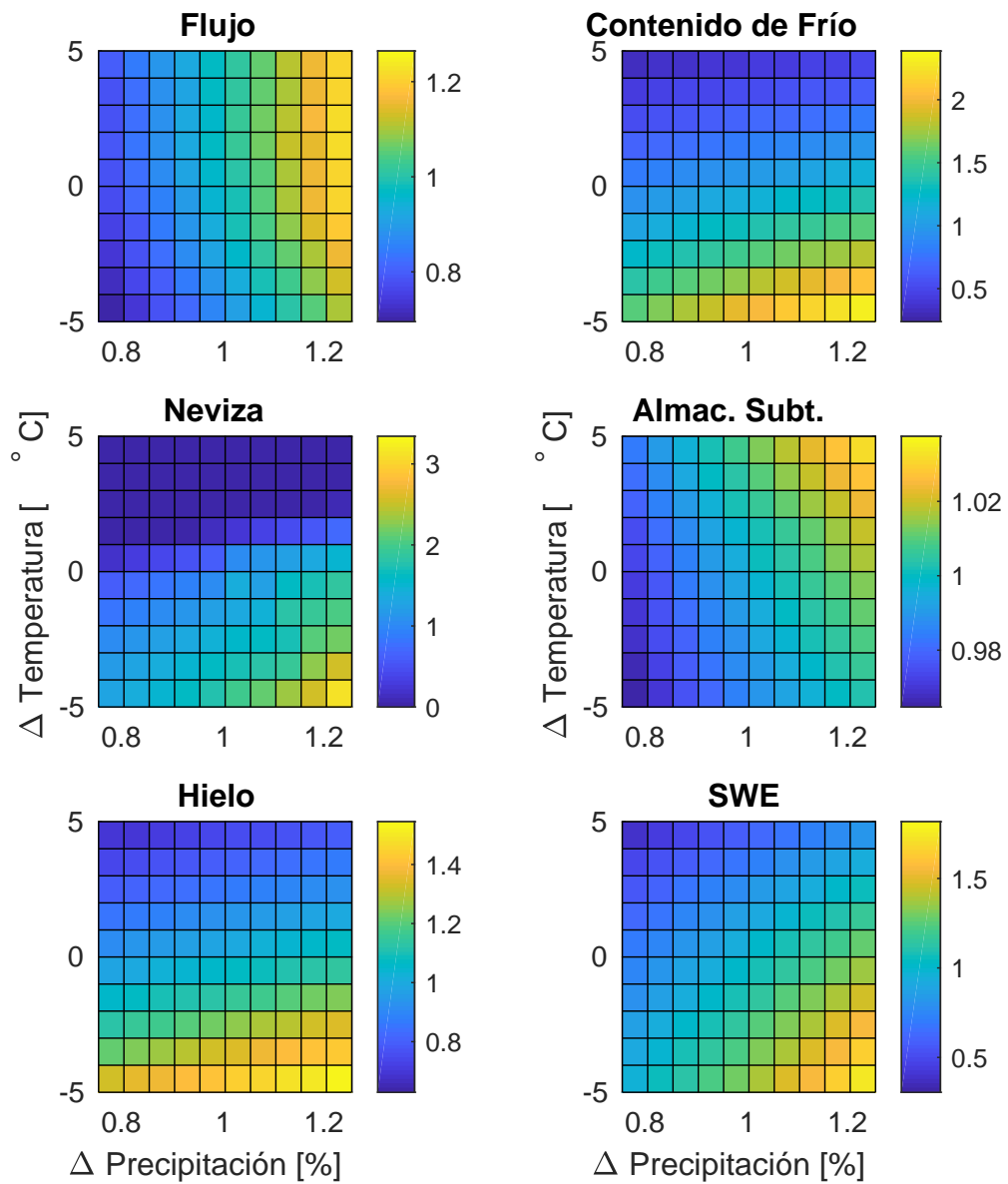


Figura 5.29: Cambios producto de variaciones en las forzantes climáticas sobre distintas variables medias, utilizando modelo con flujo de hielo.

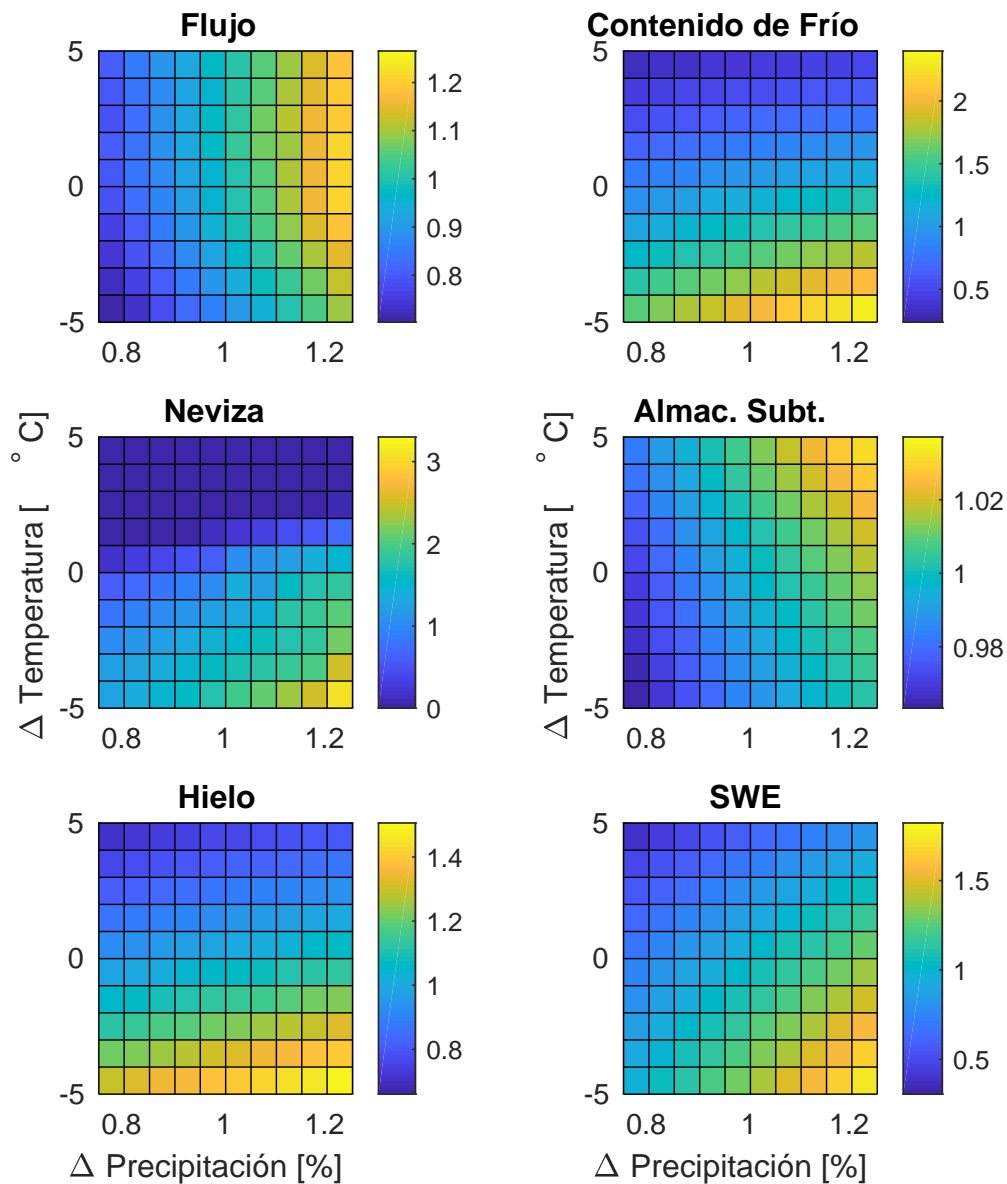


Figura 5.30: Cambios producto de variaciones en las forzantes climáticas sobre distintas variables medias, utilizando modelo sin flujo de hielo.

En general las Figuras 5.28, 5.29 y 5.30 muestran comportamientos similares de las variables, con el caudal siendo más sensible a los cambios en precipitación. En el caso del contenido de frío, la neviza y la cantidad de hielo la variable predominante es la temperatura. Finalmente el almacenamiento subterráneo y el SWE tienen comportamientos mixtos, respondiendo a ambas variables de maneras similares.

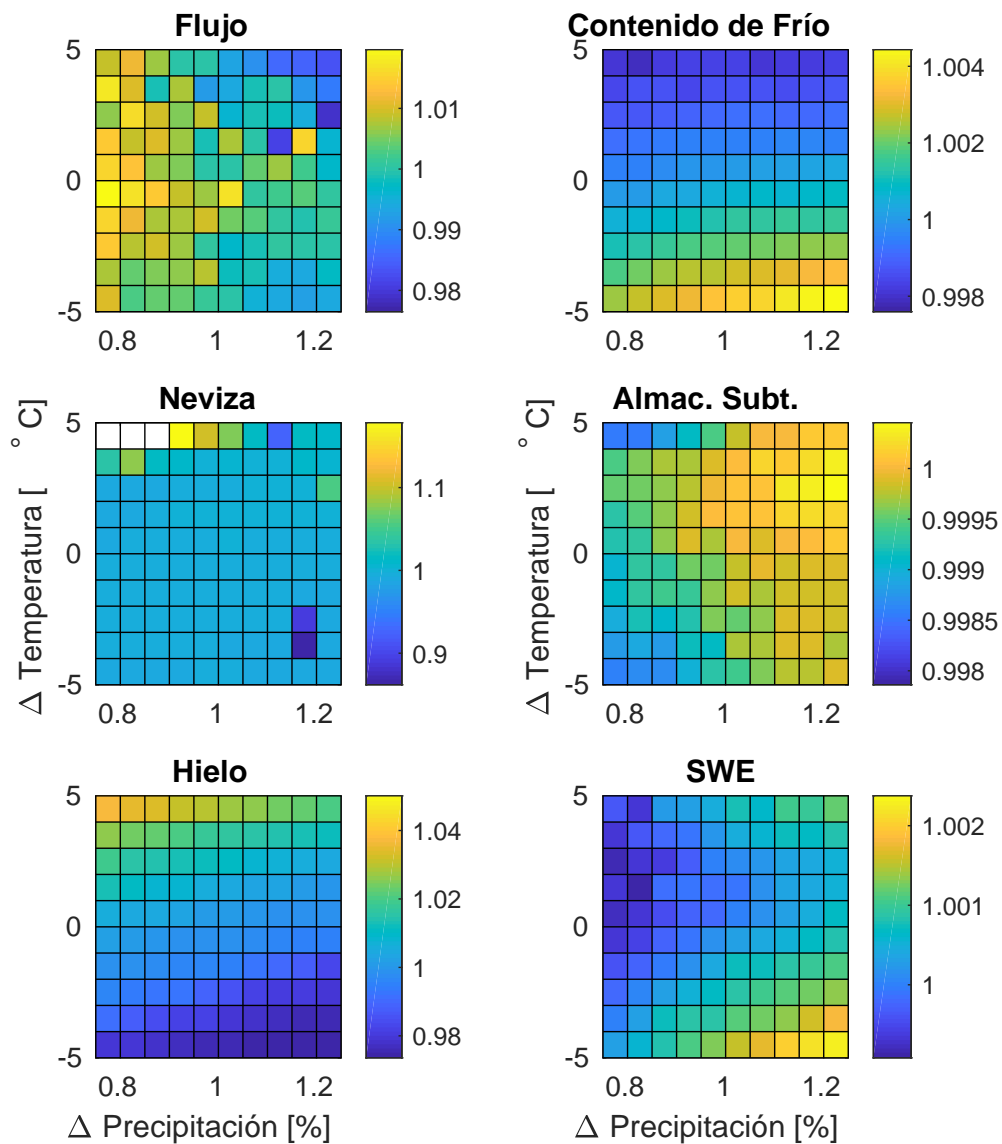


Figura 5.31: Comparación cambios en variables entre modelo con flujo de hielo y sin flujo de hielo, en respuesta a cambios en forzantes meteorológicas.

Un resultado importante se produce al comparar los cambios que se producen en los modelos con y sin flujo de hielo. En la Figura 5.31 se observa como en general no hay una tendencia de comportamiento, excepto en el contenido de frío y en mayor medida en la cantidad de hielo, que presentan comportamientos mucho más marcados a ser sensibles a la temperatura (diferencias hasta de un 4 % entre ambos modelos). Este último resultado puede indicar una respuesta distintas de ante cambios de temperatura en los casos de glaciares que tienen importantes tasas de desplazamiento.

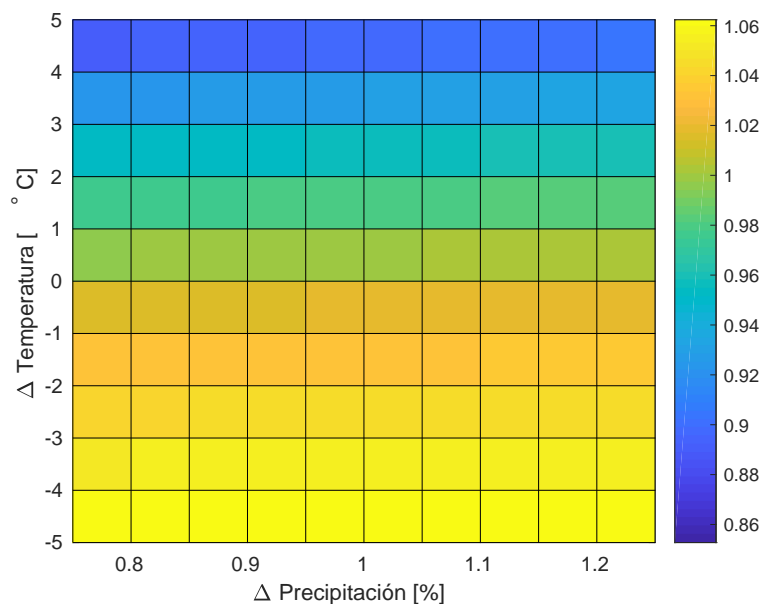


Figura 5.32: Cambios producto de variaciones en las forzantes climáticas sobre la cantidad de hielo utilizando modelo de glaciares cubiertos.

En el caso del modelo DEB, la Figura 5.32 muestra como su sensibilidad es mucho más importante con la temperatura, siendo prácticamente insensible a los cambios en precipitación.

5.7. Análisis de Sensibilidad

En esta sección se presentan los resultados de la variación de distintos parámetros sobre las variables del modelo. Los resultados son presentados a través de la comparación de los valores medios normalizados por la situación original, separados según los distintos modelos utilizados. Para evitar un exceso de datos, en esta sección se presentan versiones resumidas de las tablas con las variables que generan mayores cambios, mientras que en el Anexo E están las versiones completas. Para finalizar, en la Tabla 5.24, están los resultados de la variación en el hielo disponible al variar el espesor de detritos utilizado para el modelo DEB.

5.7.1. Modelo Original

Tabla 5.9: Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	94.00 %	97.12 %	100 %	102.28 %	104.17 %
Albedo_Bare	97.41 %	98.71 %	100 %	101.31 %	102.40 %

Tabla 5.10: Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
amax	86.71 %	93.85 %	100 %	109.32 %	121.04 %
amin	82.37 %	89.05 %	100 %	117.86 %	143.88 %
smin	101.23 %	100.59 %	100 %	99.47 %	98.98 %

Tabla 5.11: Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	102.93 %	101.38 %	100 %	98.75 %	97.61 %
gw_max	89.68 %	94.96 %	100 %	104.84 %	109.50 %
amin	99.77 %	100.36 %	100 %	95.57 %	93.09 %

Tabla 5.12: Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
ice_Albedo	99.04 %	99.64 %	100 %	100.75 %	101.43 %
amax	97.38 %	98.54 %	100 %	101.50 %	102.95 %
amin	87.96 %	92.43 %	100 %	107.58 %	113.77 %

Tabla 5.13: Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo Original.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
amax	89.65 %	96.13 %	100 %	104.85 %	109.96 %
amin	79.96 %	87.93 %	100 %	116.53 %	133.38 %

Si bien los resultados de las tablas anteriores corresponden de por sí a los parámetros que más afectan a sus respectivas variables (ya han sido filtradas y como se dijo, las tablas completas se encuentran en el Anexo E), es importante destacar la importancia del albedo y la alta sensibilidad del modelo a este aspecto. Los resultados relacionados a hielo y nieve (Tablas 5.10, 5.12 y 5.13) prácticamente dependen exclusivamente de estas variables, (albedo de alguna superficie o parámetros que determinan las variaciones de albedo).

5.7.2. Modelo con flujo de hielo

Tabla 5.14: Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	104.16 %	103.20 %	100 %	96.60 %	93.47 %
Albedo_Bare	97.53 %	98.76 %	100 %	101.23 %	102.34 %
amin	116.55 %	109.06 %	100 %	87.50 %	77.38 %

Tabla 5.15: Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
a1	98.14 %	99.08 %	100 %	100.92 %	101.83 %
amax	87.25 %	94.23 %	100 %	108.71 %	119.57 %
amin	82.02 %	88.90 %	100 %	118.02 %	144.07 %

Tabla 5.16: Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	105.32 %	102.17 %	100 %	97.70 %	95.32 %
gw_max	90.03 %	95.16 %	100 %	104.58 %	108.94 %
amin	103.20 %	103.19 %	100 %	88.37 %	80.00 %

Tabla 5.17: Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
ice_Albedo	98.39 %	99.69 %	100 %	101.14 %	102.25 %
amax	97.23 %	98.48 %	100 %	101.55 %	102.79 %
amin	86.43 %	91.71 %	100 %	109.19 %	116.77 %

Tabla 5.18: Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo con flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
amax	90.30 %	96.57 %	100 %	104.37 %	108.94 %
amin	79.19 %	87.49 %	100 %	116.87 %	133.68 %

5.7.3. Modelo sin flujo de hielo

Tabla 5.19: Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	103.85 %	102.94 %	100 %	96.89 %	93.86 %
Albedo_Bare	97.67 %	98.87 %	100 %	101.19 %	102.34 %
amin	115.83 %	108.93 %	100 %	88.22 %	78.29 %

Tabla 5.20: Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
amax	87.15 %	94.17 %	100 %	108.75 %	119.71 %
amin	82.05 %	88.86 %	100 %	118.06 %	144.33 %

Tabla 5.21: Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	104.58 %	101.75 %	100 %	98.28 %	96.47 %
gw_max	90.32 %	95.24 %	100 %	104.59 %	109.01 %
amin	101.88 %	101.63 %	100 %	91.16 %	83.59 %

Tabla 5.22: Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
ice_Albedo	98.49 %	99.49 %	100 %	100.96 %	101.85 %
amax	97.50 %	98.62 %	100 %	101.42 %	102.81 %
amin	87.75 %	92.34 %	100 %	108.74 %	116.31 %

Tabla 5.23: Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, modelo sin flujo de hielo.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
amax	89.98 %	96.37 %	100 %	104.58 %	109.47 %
amin	79.48 %	87.60 %	100 %	117.02 %	134.40 %

En el caso de los resultados obtenidos en los modelos con y sin flujo de hielo, los resultados obtenidos son bastante similares, ambos aún conservando la dependencia fuerte con el albedo en las variables relacionadas a agua en estado sólido. El punto importante a diferenciar respecto al caso del modelo original, es la diferencia en la respuesta frente al parámetros

soil_moist_max . Para este parámetro los comportamientos del flujo superficial tienen direcciones distintas, es decir mientras al disminuir el parámetros en el caso original se disminuye el caudal (Tabla 5.9), en los casos con y sin flujo este comportamiento es inverso (Tablas 5.14 y 5.19)

Modelo de glaciares cubiertos

Tabla 5.24: Sensibilidad de la cantidad de hielo según cambios en el espesor de detritos utilizado.

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
d	97.71 %	98.99 %	100 %	100.80 %	101.46 %

Los resultados de la Tabla 5.24 están en línea con lo que muestra la Figura 2.1, teniendo que a mayor espesor de hielo, aumenta su aislación del exterior, por lo tanto al aumentar los espesores se logra retener parte más importante de esa cantidad de hielo inicial.

Capítulo 6

Discusión

En el presente capítulo se discuten los resultados expuestos en el capítulo anterior, apoyado en parte por los anexos presentados.

6.1. Variables meteorológicas

En general para las variables meteorológicas se presentan buenas correlaciones con los datos observados obteniendo un valor de $r^2=0.86$. Los resultados de la Figura 5.1 muestran una subestimación para temperaturas bajas (alrededor de 1 [°C]) y una sobre estimación para las temperaturas altas (alrededor de 2 [°C] para los valores extremos), sumado a la variabilidad natural del modelo pueden crear combinaciones en que la temperatura modelada puede fallar en la estimación de la temperatura real.

Por otro lado, en cuanto a la precipitación, en la Figura 5.3 en general se observa similitud en el comportamiento de las series, lo que se ve reforzado en la Figura 5.4, obteniendo una buena correlación a nivel mensual de las precipitaciones. Los errores de estimación de precipitación están concentrados en la época de verano, donde se llega a errores del 91 [%] (descartando aquellos meses en que no se registran precipitaciones y por tanto las diferencias son de 100 [%]), sin embargo durante el invierno los errores no superan un 18 [%] en promedio. Dadas estas consideraciones, se considera que los resultados obtenidos de la distribución de precipitaciones son válidos.

6.2. Modelo para glaciares cubiertos y rocosos

Respecto al desempeño de los distintos modelos implementados en fase exploratoria para la modelación de glaciares cubiertos y rocosos, explicados en la sección 2.5, según se observa en las Figuras 5.7 y 5.8, en general el comportamiento demuestra ser adecuado, excepto para el modelo de Changwei & Gough (2013), mostrando resultados que representan la tendencia

y magnitud de las observaciones dispuestas en ambos glaciares con que se cuentan datos, aunque el modelo de Nicholson & Benn (2006) tiende en general a sobreestimar de manera importante los resultados (56 [%] en promedio).

Si bien los resultados obtenidos por los modelos de Carenzo et al. (2016) y Reid & Brock (2010) son similares, en particular Carenzo et al. (2016) muestra un ligeramente mejor comportamiento para el glaciar Littoria en el periodo analizado, con un error de 9 [%]. Se decide utilizar el modelo de Reid & Brock (2010) debido a que muestra un comportamiento más consistente en las distintas pruebas realizadas, con un error promedio de 10 [%] al tomar todas las temporadas disponibles.

El análisis de relaciones de derretimientos calculados con datos observados (Figura 5.9) mostró una tendencia clara y definida con las variables de Temperatura del aire y Radiación de onda larga incidente, marcando una diferencia importante con glaciares descubiertos, ya que la radiación de onda corta resultó no tener una correlación tan importante.

Un punto a destacar es el resultante del análisis con la Humedad Relativa, ya que los datos utilizados en el modelo corresponden a medias mensuales. Los resultados muestran que si bien existe una correlación con la Humedad Relativa, esta no se presenta de manera tan importante, permitiendo gran variabilidad de derretimientos para un mismo valor de humedad relativa. En consideración de esto, se considera aceptable la metodología utilizada para incorporar la humedad relativa.

6.3. Incorporación flujo de hielo en modelo

En primer lugar hay que notar las diferencias al simular de manera continua, por defecto como lo hace CRHM, como se observa en la Figura 5.10, con el simular de manera parcializada cada año al modificar el modelo, como se observa en las Figuras 5.11 y 5.12. Se puede notar como en estas últimas figuras se produce una baja notoria del caudal en el momento de hacer la división en años hidrológicos. Para evitar una influencia de esta forzante artificial, los valores de correlación y Nash Sutcliffe fueron calculados a partir de 2 días posteriores al inicio del año hidrológico. A pesar de esto se observa como en los valores de calibración el modelo original continuo obtiene un desempeño ligeramente superior.

De manera general, los derretimientos obtenidos que se observan en la Figura 5.13 muestran una ligera subestimación en los valores (alrededor de un 20 [%]), especialmente para los mayores valores de ablación. Esto puede repercutir en una sobreestimación del aporte de glaciares a la esorrentía de la zona.

En cuanto a velocidades de hielo, representadas en la Tabla 5.4 en general son resultados que se encuentran dentro del orden medido, exceptuando los resultados para el glaciar Altar Sur y en menor medida el glaciar Rincón, que presentan diferencias significativas entre lo observado y lo modelado (238 [%] y 141 [%] respectivamente). En el caso de los glaciares Paloma y Paula el error no superó el [20 %], mostrando la validez de las ecuaciones seleccionadas para estos casos.

Una vez tomadas todas las consideraciones anteriores, es posible analizar los resultados de incorporar el flujo de hielo. Para comenzar, a nivel de cuenca los valores de Nash Sutcliffe y r^2 son bastante similares para la calibración (sin cambios al menos en los dos primeros decimales para los modelos con y sin flujo de hielo), sin embargo para el periodo de validación el modelo con flujo de hielo muestra mejores resultados ($r^2=0.18$ en el modelo sin flujo de hielo vs $r^2=0.24$ en el modelo con flujo de hielo para el periodo de validación), lo que puede interpretarse como un comportamiento más robusto de parte del modelo con flujo de hielo. A nivel de curvas de duración, en la Figura 5.15 las diferencias que se observan no son significativas a simple vista, haciendo necesario revisar los índices hidrológicos de la Tabla 5.5 para notar las diferencias, donde en general se observan mejoras en el modelo con flujo de hielo, obteniendo la mayor mejora en la zona de flujos altos, logrando una mejora total en el índice BiasFHV de aproximadamente 9[%]. Es importante notar el hecho de que todos los índices presentan una mejora para el modelo con flujo de hielo, exceptuando el promedio de la escorrentía, donde de todas formas la diferencia es de solo 80 [m³/hr] (alrededor de un 3[%]).

Al analizar una URH superior (en este caso seleccionando la URH 13), en general el comportamiento de ambos modelos se muestra similar, aunque al hacer un acercamiento a la serie se puede ver como la versión con flujo de hielo presenta una variabilidad diaria superior como se detalla en la Figura 5.21. Fuera de esa variación, el comportamiento estacional es muy similar y las diferencias se observan mayormente en fechas puntuales.

Respecto a analizar el comportamiento en distintas variables, las mayores diferencias se observan en el almacenamiento subterráneo y la cantidad de hielo, presentes respectivamente en las Figuras 5.18 y 5.19. En particular en el caso del hielo se observa como al incorporar un flujo de hielo se extiende la duración de las URH más susceptibles a derretirse de manera prematura por alrededor de un año. Por otro lado en el caso del almacenamiento subterráneo se observa una importante diferencia en como los modelos utilizan el almacenamiento subterráneo, donde en el caso del modelo sin flujo de hielo hay un almacenamiento considerablemente mayor (en promedio superior al 10 [%]), lo que indica que el modelo utiliza el acuífero como una forma de sustituir el agua que no obtiene desde las URH de glaciares que se derriten de manera temprana, hecho que es especialmente visible en las URH correspondientes a las riberas de los cursos de agua. De todas maneras es deseable notar el hecho de que las pendientes de la curva del almacenamiento subterráneo son similares, variando más que nada la cantidad de agua almacenada.

Por último, refiriéndose a los balances de hielo de la Tabla 5.6 se observa que en general el modelo con flujo presenta balances menos negativos que el modelo sin flujo, sin embargo en ambos casos los balances que se encuentran son más negativos que lo observado. Esto se contrapone con lo expuesto antes, donde las tasas de derretimiento modeladas son en general inferiores a las medidas, lo que hace pensar que hay un importante aporte de fuentes no consideradas en el modelo, como pueden ser procesos de avalanchas. Caso especial es el glaciar Paula, donde las diferencias en los balances entre ambos modelos es cercano a 0.7 [m.a.eq./año], representando un cambio superior al 50 [%], haciendo pensar que este glaciar en particular tiene una susceptibilidad especial a esta modelación.

6.4. Aporte glaciares rocosos y cubiertos

En cuanto a los glaciares cubiertos y rocosos de la cuenca, en primer lugar a partir de la Tabla 5.8 se observa que en este caso los balances son del orden de lo medido, aunque en general inferiores (alrededor de 20 [%] para el glaciar Littoria y 30 [%] para el glaciar 58). Por otro lado, si intentamos relacionar las tasas resultantes con el modelo DEB a las tasas calculadas por el modelo CRHM de forma nativa como se observa en la Figura 5.23, en general se observa una importante dispersión, relacionada principalmente con el espesor, aunque de todas maneras genera una importante desviación. Esto último indica la importancia de generar un modelo dedicado a este tipo de glaciares, ya que la simple relación a partir de las tasas de glaciares descubiertos no parece ser suficiente.

Respecto al aporte resultante de los glaciares rocoso y cubiertos a la cuenca, en la Figura 5.22 se observa como el aporte de este tipo de glaciares en general es más estable al variar menos su aporte porcentual a los derretimientos año a año, siendo el aporte estable alrededor de un 6 [%] en los meses de verano. Es importante notar que si bien su aporte peak en general es del orden de un 6 [%], en algún punto en particular logra encumbrarse a alrededor de 21 %, indicando su importancia en época de sequías (año hidrológico 2010-2011, donde la precipitación modelada fue 241 [mm] para Yerba Loca).

La información antes entregada se complementa al relacionar el aporte porcentual con las variables de precipitación y temperatura (considerando media, mínima medio y máxima media), en distintas épocas del año hidrológico con el fin de utilizarlos como predictores o indicadores del aporte. En este aspecto las variables que muestran mejores relaciones son la precipitación durante el periodo abril-octubre ($r^2=0.369$), la temperatura media en el período noviembre-marzo ($r^2=0.454$) y la temperatura máxima media en el período noviembre-marzo ($r^2=0.488$); representadas en las Figuras 5.24a, 5.25b y 5.26a respectivamente. Si bien la precipitación durante el período invernal está dentro de las mayores correlaciones, no corresponde a la más importante, siendo estas las temperaturas durante el periodo de verano. Esto indica cierto nivel menor de dependencia a la recarga invernal, teniendo la capacidad de entregar flujos más estables durante el verano acorde a las temperaturas registradas. Para finalizar, es importante decir que a pesar de las correlaciones logradas, estas no logran superar un valor de 0.5 en el índice r^2 , marcando la importancia de elevar el nivel para una predicción y no siendo suficiente con valores estándar meteorológicos.

6.5. Variabilidad Climática

Respecto a la variabilidad de los resultados frente a distintas condiciones climáticas, los modelos tienen comportamientos similares, por lo que a priori en este aspecto no es mucho lo destacable. Las distintas variables responden de distintas formas, siendo el contenido de frío, la neviza y la cantidad de hielo más sensibles a cambios en la temperatura; el caudal respondiendo en mayor medida a cambios de precipitación y un comportamiento mixto observado para el almacenamiento subterráneo y el SWE.

A pesar de lo dicho anteriormente, un resultado destacable se produce al dividir los resultados del modelo sin flujo de hielo sobre el modelo con flujo de hielo, lo que se representa en la Figura 5.31. En esta figura el resultado más destacable es el caso del hielo, donde se ve una clara tendencia de mayor sensibilidad a cambios de temperatura, pero lo más destacable es que el modelo sin flujo de hielo presenta resultados más extremos, es decir que en los casos donde se acumula hielo, el modelo sin flujo acumula más, en tanto que cuando disminuye el hielo, el modelo sin flujo de hielo muestra descensos más importantes. Esto puede interpretarse como una señal de mayor resiliencia a las variaciones de temperatura, lo que en una escala aún mayor puede indicarnos que las cuencas con presencia de glaciares con importantes tasas de flujo de hielo pueden ser más resilientes al cambio climático.

Sobre los cambios producidos sobre glaciares rocosos y descubiertos por variaciones de temperatura y precipitación, se observa una mayor sensibilidad a las variaciones de temperatura, siendo los cambios por precipitación prácticamente despreciables (menores a 1 [%]). Es destacable el hecho de que las variaciones en temperatura muestran grados drásticos de variación (20 [%] de cambio en un rango de 10 [°C]), haciéndolo un aspecto preocupante en vistas a futuros escenarios. En este aspecto es importante notar el hecho de que en un futuro, un aumento de temperaturas y/o disminución de precipitaciones se esperaría que fuera de la mano con un aumento en el espesor de los detritos al disminuir la capacidad de permanencia interanual de núcleos de hielo, cambiando las condiciones analizadas, lo que se podría plantear como un trabajo futuro a realizar.

6.6. Análisis de Sensibilidad

Por otro lado, refiriéndose al análisis de sensibilidad, lo primero que se observa es que los parámetros relacionados con el albedo aparecen en la totalidad de las tablas, lo que indica su importancia. Luego al comparar entre los modelos con y sin flujo de hielo no se observan grandes diferencias en las respuestas presentadas por ambos modelos, sin embargo se destaca la respuesta del flujo superficial frente al parámetro `soil_moist_max`, que presenta respuestas en sentidos inverso entre el modelo original y los modelos con y sin flujo de hielo.

Especial mención para la sensibilidad del modelo de glaciares cubiertos al espesor de detritos utilizado. Se observa un cambio más importante al disminuir el espesor, lo que se condice con lo observado en la Figura 2.1, donde la pendiente de la relación se hace más fuerte al acercarse a los valores menores de detritos. Esto tiene relación con que porcentualmente los cambios son más significantes en espesores pequeños, viendo un cambio de 2.3 [%] al disminuir el espesor, en tanto para un nivel igual en aumento de espesor el cambio observado en la cantidad de hielo es 1.4 [%].

Capítulo 7

Conclusiones

En el presente estudio se modeló la cuenca del Estero Yerba Loca, consiguiendo 3 variantes de modelos: una sin modificar y dos modificadas para comparar la inclusión del flujo de hielo, donde el modelo se ejecutó en una base anual, actualizando la cantidad de hielo al final del año hidrológico considerando un cálculo de flujo de hielo cuando correspondiera. A esto se le agregó la evaluación y cálculo de un modelo para glaciares cubiertos y rocosos que permitieran determinar el aporte de este tipo de glaciares en la cuenca. Sobre todas estas consideraciones, se aplicaron variaciones de forzantes meteorológicas y de parámetros para evaluar la sensibilidad de estos.

En cuanto a la incorporación del flujo de hielo, no se observaron grandes cambios en los resultados a nivel de flujos superficiales, al menos a escala general para el periodo de calibración, donde los índices de eficiencia r^2 y Nash–Sutcliffe tienen diferencias menores a 0.01. En cambio para el periodo de validación la versión con flujo de hielo mostró una mayor robustez, mejorando el desempeño de los índices antes mencionados en alrededor de 0.1 respecto a las otras variantes. Si bien a nivel superficial los cambios no fueron importantes, fue posible observar como en el caso sin flujo de hielo hay un aumento considerable del almacenamiento subterráneo, superior al 10 [%], de esta manera resultando que el esquema de calibración utilizada acude al almacenamiento subterráneo como una forma de equilibrar la pérdida de almacenamiento del hielo en el caso sin flujo de hielo.

Respecto a los glaciares cubiertos y rocosos se logró utilizar y validar un modelo para estos glaciares, el cual demostró un comportamiento adecuado en distintas condiciones probadas, en distintos glaciares, con un error promedio de 10 [%]. Con esto se determinó que el aporte de los glaciares cubiertos y rocosos es más consistente que el aporte de glaciares descubiertos, rondando el 6 % año tras año en época de verano, aunque se observaron aportes máximos alrededor de 20 % si las condiciones del año en curso lo llevan a eso. Estos resultados de consistencia muestran el papel relevante que juegan estos glaciares en el flujo base de la cuenca, asegurando un nivel de aportes para el escurrimiento superficial. A nivel de variables meteorológicas, se logró determinar que el mejor predictor del aporte para la temporada es la precipitación del periodo invernal, en tanto que las temperaturas medias y máximas medias son las que presentan mejor correlación con los aportes de la temporada en curso, superando incluso a la correlación establecida con la precipitación invernal.

A nivel de las respuestas a variaciones en forzantes climáticas y por ende a situaciones de cambio climático, los modelos registraron resultados similares, mostrando una variación más importante para los cambios de temperatura en el caso del hielo de los glaciares (tanto en el caso descubierto como cubierto y rocoso). En el caso de los glaciares cubiertos y rocosos los niveles de cambio en su respuesta variando la temperatura mostraron una gran sensibilidad a esta forzante. El hecho más destacable aparece al comparar las respuestas de la cantidad de hielo en los modelos con y sin flujo de hielo, resultando una mayor sensibilidad del modelo sin flujo de hielo al cambio de temperatura, lo que se interpreta como una mayor resiliencia de los glaciares con flujo de hielo a escenarios de cambio climático, especialmente en el caso de cambios en la temperatura.

Sobre las variaciones en los parámetros utilizados, los relacionados con el albedo mostraron una presencia transversal para los modelos y variables, mostrando la importancia y control que ejerce el albedo. Luego de esto, los cambios en parámetros de almacenamiento subterráneo son las más presentes. Estos resultados mostraron la dependencia y gran utilización que hace de estos parámetros el software utilizado y por tanto la importancia de estos procesos en la modelación.

A modo general, se ha respondido con el trabajo a la pregunta del aporte de glaciares rocosos y cubiertos en la cuenca analizada, mostrando además la constancia del aporte de estos glaciares, especialmente importante para flujos bases. Si bien los números en esta cuenca en particular no se ven tan grandes en su aporte, otras cuencas especialmente del norte de Chile pueden tener niveles de aporte superiores. Basado en esto, se hace la invitación a ampliar los estudios de glaciares rocosos para otras cuencas, donde su presencia sea mayor porcentualmente en relación al total de área glaciaria.

Finalmente, pensando en proyecciones y trabajo futuro, se deja planteado el hecho de poder realizar una modelación a más largo plazo, donde las diferencias producto de la inclusión de flujo de hielo tengan mayor tiempo para poder desarrollarse. Otro punto importante a desarrollar es la inclusión de otros procesos, en particular los fenómenos de avalanchas, los cuales pueden incorporar cantidad importante de masa a los glaciares, pero requieren una modelación de mayor detalle. Por último se plantea la posibilidad de desarrollar modelos/ecuaciones multivariadas que puedan ayudar a determinar el aporte de los glaciares rocosos y cubiertos por medio de forzantes meteorológicas simples, como son la temperatura y precipitación a modo de predictores, complementando y llevando un paso más allá lo hecho en este estudio.

Capítulo 8

Bibliografía

- Anglo American (2018). Flora y fauna lo barnechea. http://florayfaunalobarnechea.cl/wp-content/uploads/2018/01/libro_flora_y_fauna_lo_barnechea_2018.pdf. (Accessed on 12/16/2018).
- Annandale, J., Jovanovic, N., Benade, N., & Allen, R. (2002). Software for missing data error analysis of penman-monteith reference evapotranspiration. *Irrigation Science*, 21(2), 57–67.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., & Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid andes of central chile. *Hydrological Processes*, 30(22), 4036–4058.
- Azócar, G. & Brenning, A. (2010). Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry andes, chile (27–33° s). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 42–53.
- Bernhardt, M. & Schulz, K. (2010). Snowslide: A simple routine for calculating gravitational snow transport. *Geophysical Research Letters*, 37(11).
- Biblioteca del Congreso Nacional (2018). Clima y vegetación región metropolitana de santiago. <http://https://www.bcn.cl/siit/nuestropais/region13/clima.htm>. Visitado: 07/09/2018.
- Bodin, X., Rojas, F., & Brenning, A. (2010). Status and evolution of the cryosphere in the andes of santiago (chile, 33.5° s.). *Geomorphology*, 118(3-4), 453–464.
- Bown, F., Rivera, A., & Acuña, C. (2008). Recent glacier variations at the aconcagua basin, central chilean andes. *Annals of Glaciology*, 48, 43–48.
- Brenning, A. (2003). La importancia de los glaciares de escombros en los sistemas geomorfológico e hidrológico de la cordillera de santiago: Fundamentos y primeros resultados. *Revista de Geografía Norte Grande*, 30(7-22).

- Brenning, A. (2005). Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the andes of central chile (33–35° s). *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(3), 231–240.
- Brenning, A. (2008). The impact of mining on rock glaciers and glaciers. *Darkening peaks: Glacier retreat, science, and society*, 196.
- Brenning, A. (2010). The significance of rock glaciers in the dry andes – reply to l. arenson and m. jakob. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(3), 286–288.
- Budd, W., Keage, P., & Blundy, N. (1979). Empirical studies of ice sliding. *Journal of glaciology*, 23(89), 157–170.
- Carenzo, M., Pellicciotti, F., Mabillard, J., Reid, T., & Brock, B. (2016). An enhanced temperature index model for debris-covered glaciers accounting for thickness effect. *Advances in water resources*, 94, 457–469.
- Castillo, Y. A. (2015). Caracterización de la hidrología glaciaria de la cuenca del río maipo mediante la implementación de un modelo glacio-hidrológico semi-distribuido físicamente basado.
- Centro de estudios científicos (2009). *Estrategia Nacional de Glaciares, Fundamentos*. Santiago, Chile.
- Changwei, X. & Gough, W. A. (2013). A simple thaw-freeze algorithm for a multi-layered soil using the stefan equation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(3), 252–260.
- Ciarapica, L. & Todini, E. (2002). Topkapi: A model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. *Hydrological Processes*, 16(2), 207–229.
- Comte Bustos, M. (2017). Modelación hidrológica de la cuenca del río mapocho en los almendros usando el modelo cold regions hydrological model. Tesis de pregrado, Universidad de Chile. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/144584>.
- Consejo de Monumentos Nacionales (2018). Fundo yerba loca. <http://www.monumentos.cl/monumentos/santuarios-de-la-naturaleza/fundo-yerba-loca>. Visitado: 14/09/2018.
- Corte, A. (1976). The hydrological significance of rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 17(75), 157–158.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P., et al. (2011). The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553–597.
- DGA (2015). Inventario de glaciares. Disponible para consulta en <http://www.arcgis.com/apps/OnePane/basicviewer/index.html?appid=73300bf8602a4f49bd877e3d783919f0> y para descarga en <http://www.ide.cl/descarga/capas/item/glaciares-2015.html>.
- DGA (2017). Actualización del balance hídrico nacional. SIT N°417, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile, Realizado por Universidad de Chile Pontificia Universidad Católica de Chile.

- Dirección General de Aguas (2017). Informe técnico: Metodología para la actualización del balance hídrico nacional. <http://documentos.dga.cl/MTD5743.pdf>.
- Essery, R., Li, L., & Pomeroy, J. (1999). A distributed model of blowing snow over complex terrain. *Hydrological processes*, 13(14-15), 2423–2438.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., & López, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of chile's norte chico region (26–32° s). *Water Resources Research*, 45(2).
- Fernández Morales, S. (2016). Respuesta hidrológica de la cuenca mapocho en los almendros y su relación con variables de almacenamiento. Tesis de pregrado, Universidad de Chile. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/140857>.
- Ferrando, F., Bäuerle, M., Vieira, R., Lange, H., Mira, J., & Araos, J. (2003). Permafrost en los andes del sur: Glaciares rocosos en la región semiárida de chile y su importancia como recurso hídrico. *IN 9 Encuentro de Geógrafos de America Latina*.
- Ferrando Acuña, F. (2012). Glaciar pirámide: Características y evolución reciente de un glaciar cubierto. evidencias del cambio climático. Disponible en <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/117952>.
- Gagliardini, O., Cohen, D., Råback, P., & Zwinger, T. (2007). Finite-element modeling of subglacial cavities and related friction law. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2).
- Geoestudios (2008a). *Identificación de Glaciares de Roca vol. IV*. Santiago, Chile.
- Geoestudios (2008b). *Manual de Glaciología vol. II*. Santiago, Chile.
- Geoestudios (2016). *Estabilidad y balance de glaciares de la cuenca del estero Yerba Loca, 2013-2016. Fase I*. Santiago, Chile.
- Glen, J. (1958). The flow law of ice: A discussion of the assumptions made in glacier theory, their experimental foundations and consequences. *IASH Publ*, 47, 171–183.
- Granger, R. J. & Pomeroy, J. W. (1997). Sustainability of the western canadian boreal forest under changing hydrological conditions. ii. summer energy and water use. *IAHS Publication*, (240), 243–242.
- Gray, D. & Landine, P. (1987). Albedo model for shallow prairie snow covers. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(9), 1760–1768.
- Hambrey, M. J., Quincey, D. J., Glasser, N. F., Reynolds, J. M., Richardson, S. J., & Clemmens, S. (2009). Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, mount everest (sagarmatha) region, nepal. *Quaternary Science Reviews*, 28(11), 1084. Natural Hazards, Extreme Events and Mountain Topography.
- Herron, M. M. & Langway, C. C. (1980). Firn densification: an empirical model. *Journal of Glaciology*, 25(93), 373–385.
- Hooke, R. L. (2005). *Principles of glacier mechanics*. Cambridge university press.

- Hutter, K. (1983). *Theoretical glaciology*, volume 1. Reidel Publishing Company/Terra Scientific Publishing Company.
- INFODEP (2016). *Elaboración de una base digital del clima comunal de Chile: línea base (1980-2010) y proyección al año 2050*. Santiago, Chile.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Janke, J. R., Bellisario, A. C., & Ferrando, F. A. (2015). Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the andes of central chile. *Geomorphology*, 241, 98–121.
- Jara Álvarez, F. (2017). Influencia de la sublimación nival en el balance hídrico de la cuenca alta del río copiapó, chile. Tesis de pregrado, Universidad de Chile. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/146336>.
- Kirkbride, M. P. (1993). The temporal significance of transitions from melting to calving termini at glaciers in the central southern alps of new zealand. *The Holocene*, 3(3), 232–240.
- Kirkbride, M. P. (2011). Debris-covered glaciers. In *Encyclopedia of snow, ice and glaciers* (pp. 180–182). Springer.
- Krogh, S. A., Pomeroy, J. W., & McPhee, J. (2015). Physically based mountain hydrological modeling using reanalysis data in patagonia. *Journal of Hydrometeorology*, 16(1), 172–193.
- Le Meur, E., Gagliardini, O., Zwinger, T., & Ruokolainen, J. (2004). Glacier flow modelling: a comparison of the shallow ice approximation and the full-stokes solution. *Comptes Rendus Physique*, 5(7), 709–722.
- Liu, Z. & Todini, E. (2002). Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6(5), 859–881.
- Marks, D., Domingo, J., Susong, D., Link, T., & Garen, D. (1999). A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological Processes*, 13(12-13), 1935–1959.
- Newman, D. (2002). How glaciers flow. URL: http://ffden-2.phys.uaf.edu/211_fall2002.web.dir/Ryan_Cross/Ryancross.dir/glacialflow.htm.
- Nicholson, L. & Benn, D. I. (2006). Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *Journal of Glaciology*, 52(178), 463–470.
- Nicholson, L., Marín, J., Lopez, D., Rabatel, A., Bown, F., & Rivera, A. (2009). Glacier inventory of the upper huasco valley, norte chico, chile: glacier characteristics, glacier change and comparison with central chile. *Annals of Glaciology*, 50(53), 111–118.
- Nye, J. (1965). The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. *Journal of Glaciology*, 5(41), 661–690.

- Östrem, G. (1959). Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, 41(4), 228–230.
- Paterson, W. (1970). The sliding velocity of athabasca glacier, canada. *Journal of Glaciology*, 9(55), 55–63.
- Paterson, W. S. B. (2016). *The physics of glaciers*. Elsevier.
- Pellicciotti, F., Ragettli, S., Carenzo, M., & McPhee, J. (2014). Changes of glaciers in the andes of chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment*, 493, 1197–1210.
- Pomeroy, J., Gray, D., Brown, T., Hedstrom, N., Quinton, W., Granger, R., & Carey, S. (2007). The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(19), 2650–2667.
- Pomeroy, J., Gray, D., Shook, K., Toth, B., Essery, R., Pietroniro, A., & Hedstrom, N. (1998). An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes*, 12(15), 2339–2367.
- Pradhananga, D. & Pomeroy, J. (2016). Crhm-glacier for ccrn peyto glacier research basin. URL: http://www.ccrnetwork.ca/science/workshops/crhm-workshop-2016/folder/PeytoGlacier_CCRN2016_6June2016.pdf.
- Ragettli, S., Cortés, G., McPhee, J., & Pellicciotti, F. (2014). An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized andean watersheds. *Hydrological processes*, 28(23), 5674–5695.
- Ragettli, S. & Pellicciotti, F. (2012). Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48(3).
- Reid, T. D. & Brock, B. W. (2010). An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer. *Journal of Glaciology*, 56(199), 903–916.
- Schoof, C. (2005). The effect of cavitation on glacier sliding. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, volume 461 (pp. 609–627).: The Royal Society.
- Schweizer, J., Jamieson, J. B., & Schneebeli, M. (2003). Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics*, 41(4).
- Searcy, J. K. (1959). Flow-duration curves.
- Servicio Agrícola y Ganadero (2014). Reseña de la vegetación de chile.
- Servicio Nacional de Geología y Minería (2003). Mapa geológico de chile: Versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

- Shafii, M. & Tolson, B. A. (2015). Optimizing hydrological consistency by incorporating hydrological signatures into model calibration objectives. *Water resources research*, 51(5), 3796–3814.
- Sicart, J.-E., Pomeroy, J., Essery, R., & Bewley, D. (2006). Incoming longwave radiation to melting snow: observations, sensitivity and estimation in northern environments. *Hydrological processes*, 20(17), 3697–3708.
- Soto, M., Ferrando, F., & Vieira, R. (2002). Características geomorfológicas de un sistema de glaciares rocosos y de su sustentación en Chile semiárido. *Investigaciones Geográficas*, (36), 1–16.
- Tolson, B. A. & Shoemaker, C. A. (2007). Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*, 43(1).
- Videla Giering, Y. (2013). Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Maipo mediante la aplicación del software "cold region hydrological model" (2008-2012). Tesis de pregrado, Universidad de Chile. Disponible en <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/114889>.
- Weertman, J. (1957). On the sliding of glaciers. *Journal of glaciology*, 3(21), 33–38.
- Westerberg, I. & McMillan, H. (2015). Uncertainty in hydrological signatures. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(9), 3951–3968.
- Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9).

Anexos

Anexo A

Parámetros utilizados

En este anexo se encuentran los parámetros obtenidos de la calibración utilizando el algoritmo de Tolson & Shoemaker (2007), para las distintas versiones de modelos creadas.

Para efectos de simplificar la etapa de calibración, los parámetros se unificaron según el tipo de URH que representaban, quedando divididos según:

- Ladera: URH que representan laderas de los cerros, sin presencia de glaciares.
- Río: URH que representan las laderas de los cursos de agua
- Descubierta: URH con presencia de glaciares descubiertos
- Cubierta: URH con presencia de glaciares cubiertos

Tabla A.1: Parámetros resultantes de la calibración para los distintos modelos

Variable	Original	Con Flujo	Sin Flujo
soil_moist_max-rio	4.69E+02	5.58E+02	4.69E+02
soil_moist_max-ladera	2.99E+02	2.99E+02	2.99E+02
gwKstorage-ladera	3.96E+01	1.64E+02	3.29E+01
gwKstorage-rio	9.33E+01	9.36E+01	9.88E+01
Lag-rio	4.63E-01	4.63E-01	4.63E-01
Lag-ladera	7.29E-01	8.87E-01	8.13E-01
route_S0-rio	1.26E-01	6.74E-01	1.26E-01
route_S0-descubierto	4.28E-01	3.04E-01	4.62E-01
route_S0-cubierto	5.49E-01	6.02E-01	5.65E-01
icestorage_S0-descubierto	3.95E+00	3.84E+00	3.91E+00
icestorage_S0-cubierto	2.29E+00	2.31E+00	2.34E+00
runKstorage-rio	2.40E-01	6.21E-01	2.40E-01
runKstorage-ladera	1.95E+00	2.00E+00	1.95E+00
ssrKstorage-rio	1.96E+01	1.96E+01	1.96E+01
ssrKstorage-ladera	9.97E+00	9.97E+00	9.97E+00
N_S-rio	3.09E+02	3.20E+02	3.99E+02
hru_T_g-rio	6.38E+00	9.70E+00	6.38E+00
hru_T_g-ladera	-4.96E+00	-4.96E+00	-4.96E+00
max_h2o_vol-todos	1.04E-03	2.22E-03	1.04E-03
z_0-todos	1.01E-03	1.09E-03	1.01E-03
gw_max-rio	9.25E+02	7.92E+02	8.69E+02
gw_max-ladera	2.72E+02	2.55E+02	3.02E+02
gw_K-rio	1.23E+02	1.26E+02	1.40E+02
gw_K-ladera	4.46E+01	1.34E+02	4.46E+01
soil_gw_K-rio	6.18E+01	4.63E+01	8.47E+01
soil_gw_K-ladera	7.59E+01	6.29E+00	7.97E+01

Anexo B
Series de forzantes meteorológicos para
cada URH

En este anexo se presentan las series de forzantes meteorológicas utilizadas para cada URH, siguiendo la metodología explicada en la sección 4.1.2. En el caso de la temperatura, la información corresponde a las temperaturas máxima, medias y mínimas diarias; en tanto en el caso de la precipitación es la precipitación total diaria.

Temperatura

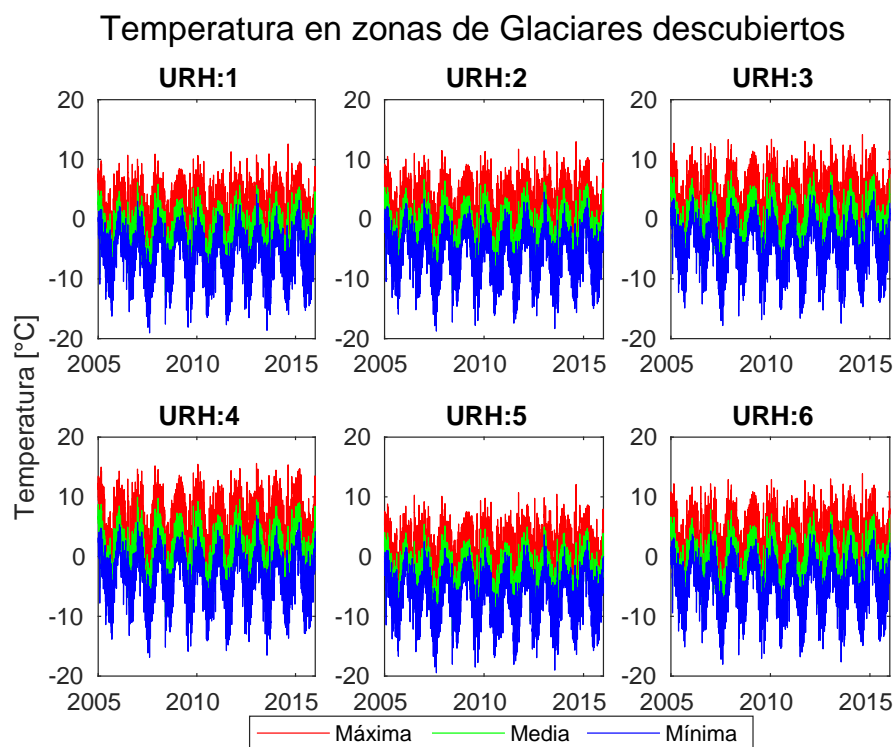


Figura B.1: Series de temperatura utilizada para glaciares descubiertos en las unidades de respuesta hidrológica 1 a 6.

Temperatura en zonas de Glaciares descubiertos

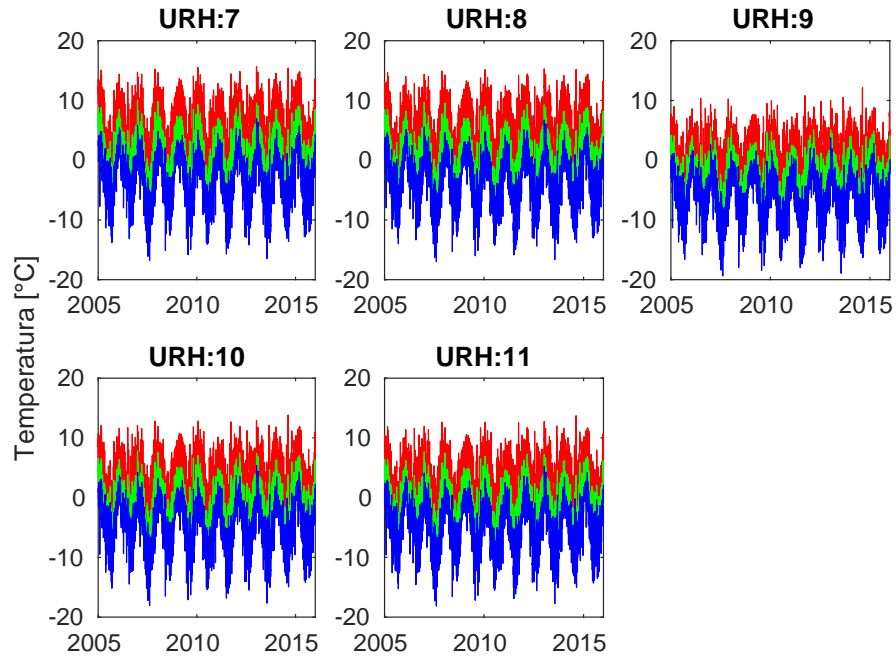


Figura B.2: Series de temperatura utilizada para glaciares descubiertos en las unidades de respuesta hidrológica 7 a 11.

Temperatura en zonas de Riberas

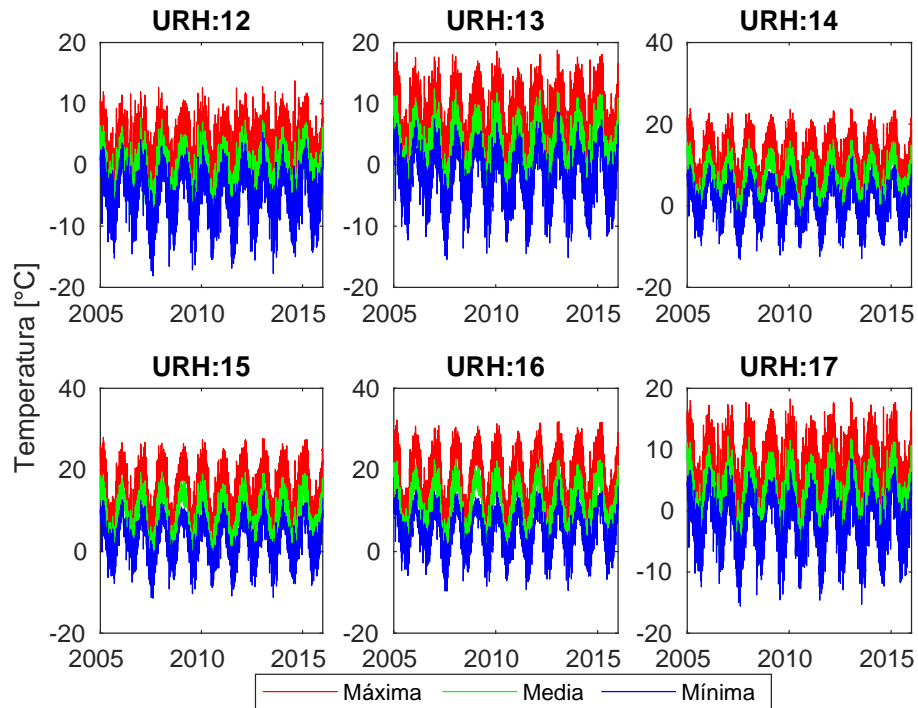


Figura B.3: Series de temperatura utilizada para riberas en las unidades de respuesta hidrológica 12 a 17.

Temperatura en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

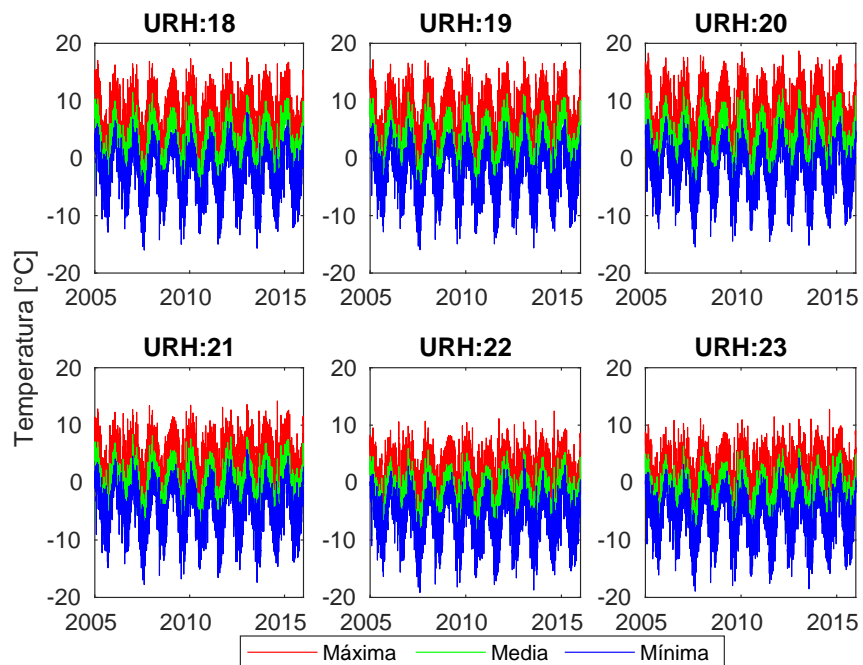


Figura B.4: Series de temperatura utilizada para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 18 a 23.

Temperatura en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

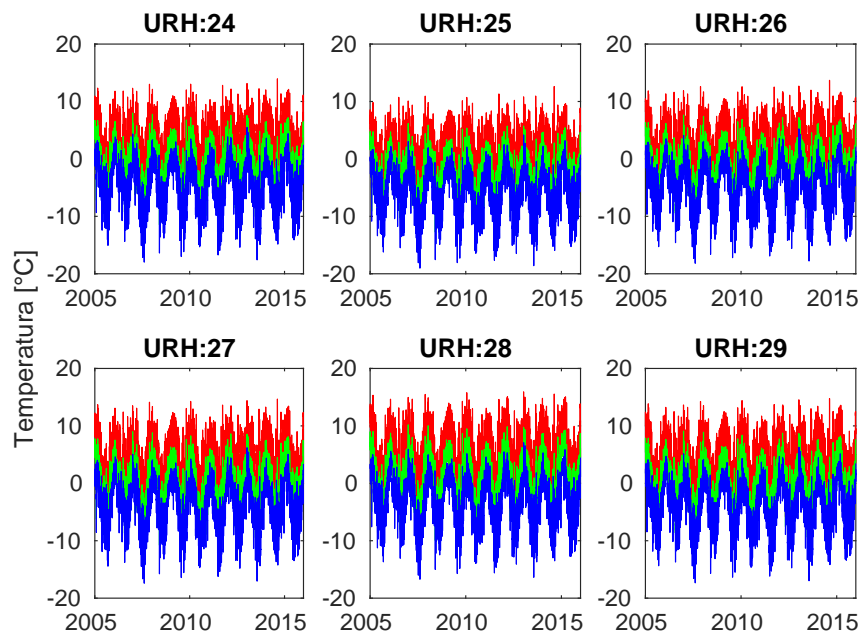


Figura B.5: Series de temperatura utilizada para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 24 a 29.

Temperatura en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

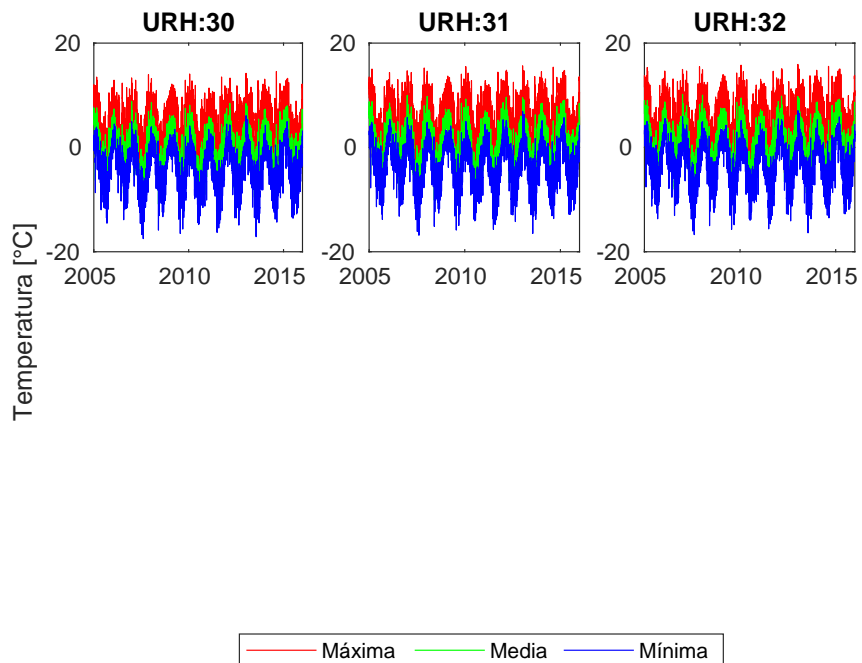


Figura B.6: Series de temperatura utilizada para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 30 a 32.

Temperatura en zonas de Laderas

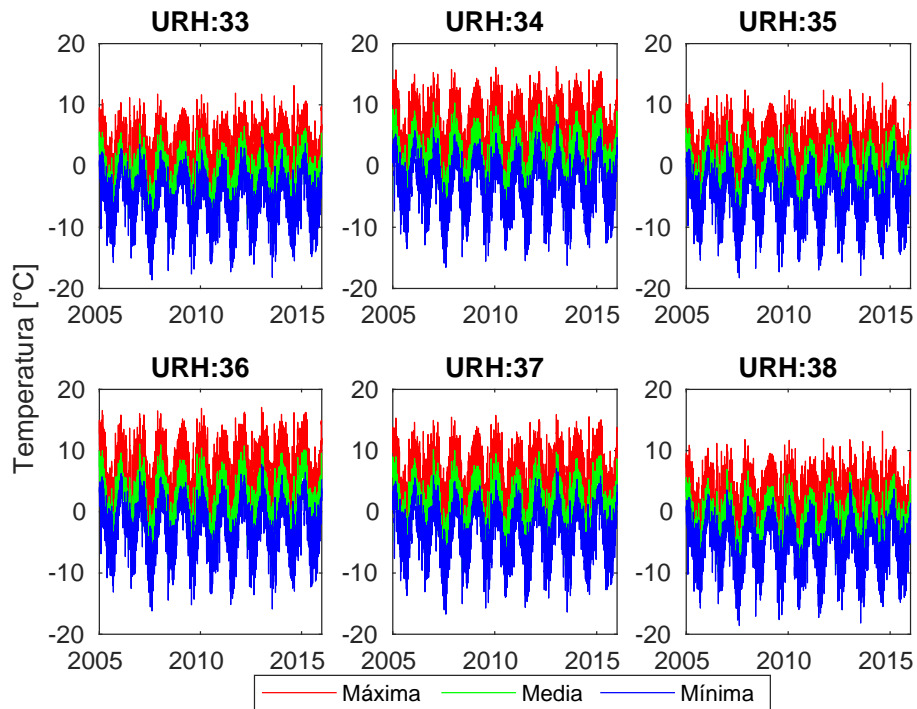


Figura B.7: Series de temperatura utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 38.

Temperatura en zonas de Laderas

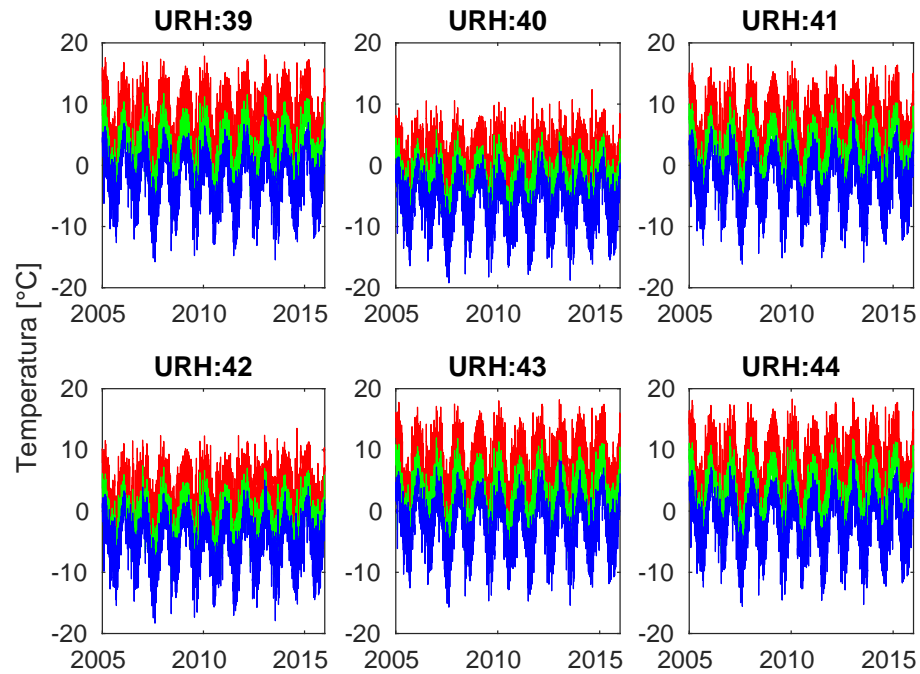


Figura B.8: Series de temperatura utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 44.

Temperatura en zonas de Laderas

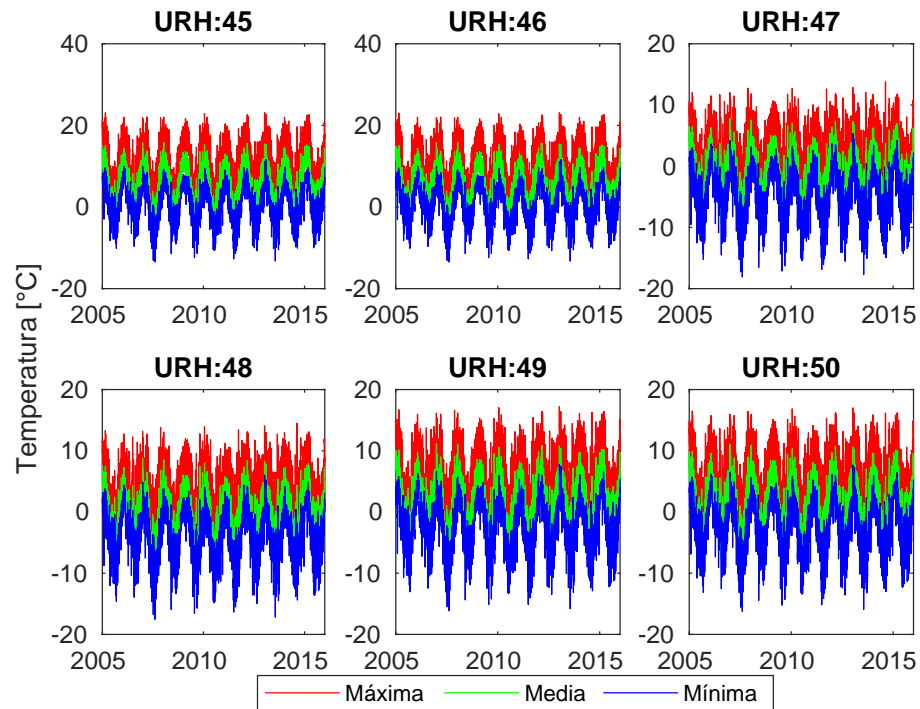


Figura B.9: Series de temperatura utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 45 a 50.

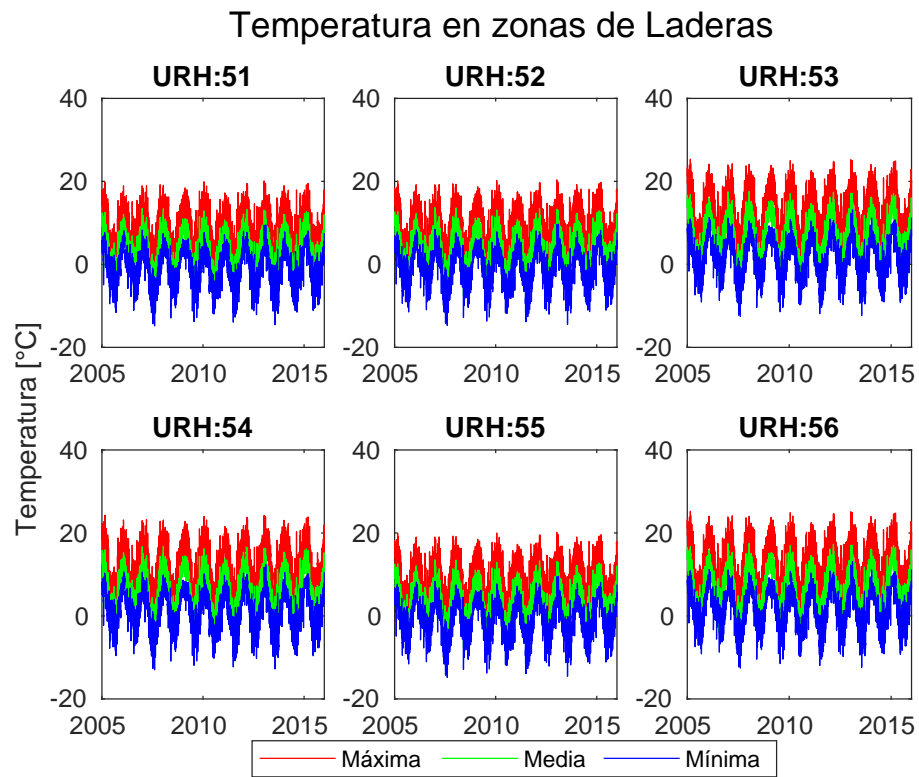


Figura B.10: Series de temperatura utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 51 a 56.

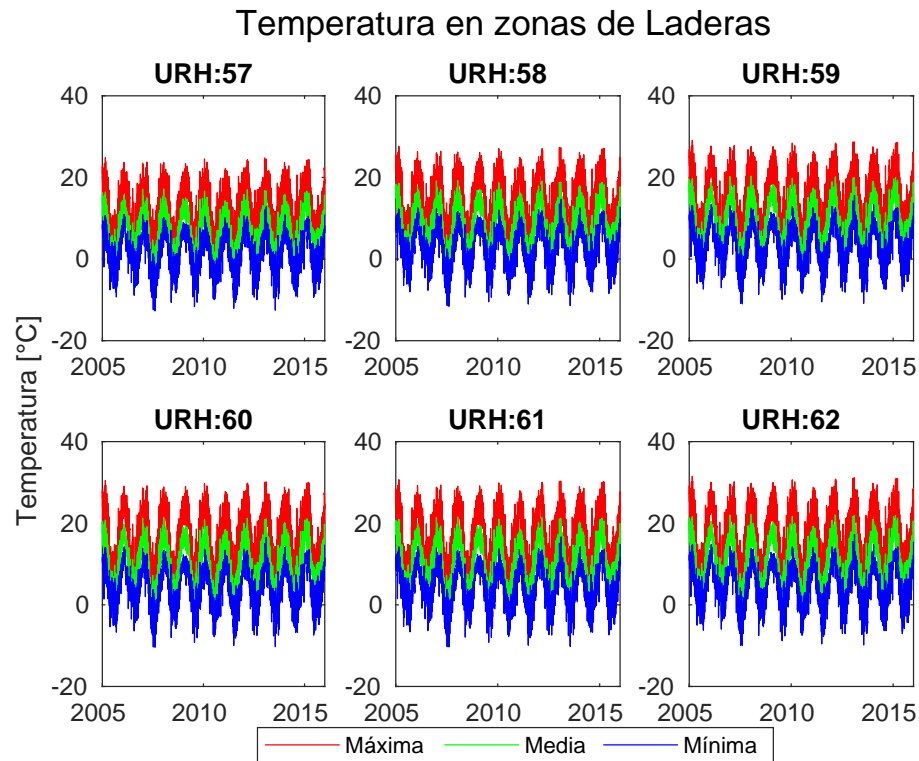


Figura B.11: Series de temperatura utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 57 a 62.

Precipitación

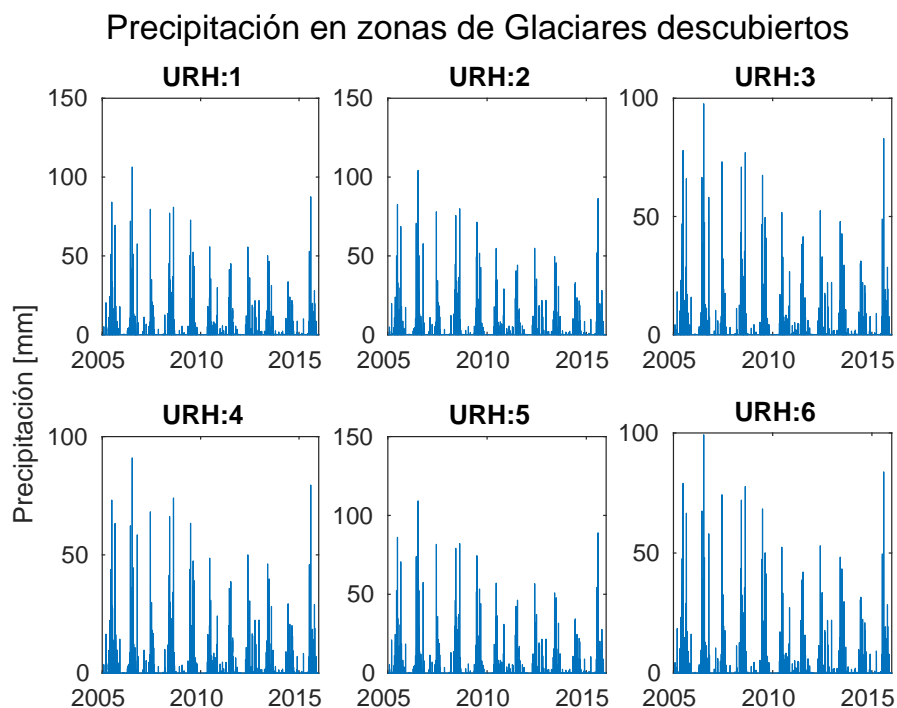


Figura B.12: Series de precipitación utilizada para glaciares descubiertos en las unidades de respuesta hidrológica 1 a 6.

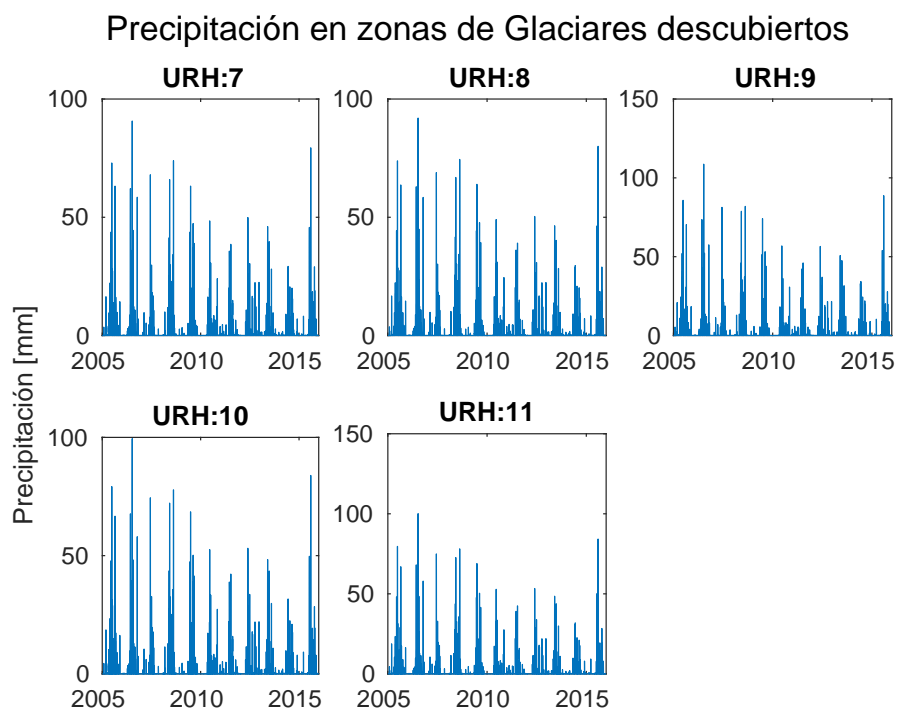


Figura B.13: Series de precipitación utilizada para glaciares descubiertos en las unidades de respuesta hidrológica 7 a 11.

Precipitación en zonas de Riberas

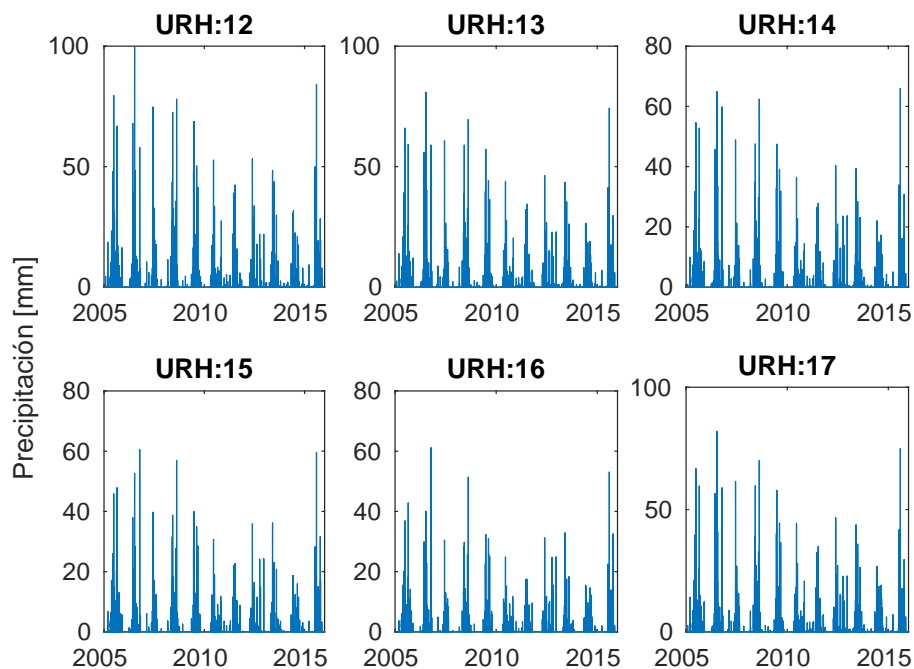


Figura B.14: Series de precipitación utilizada para riberas en las unidades de respuesta hidrológica 12 a 17.

Precipitación en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

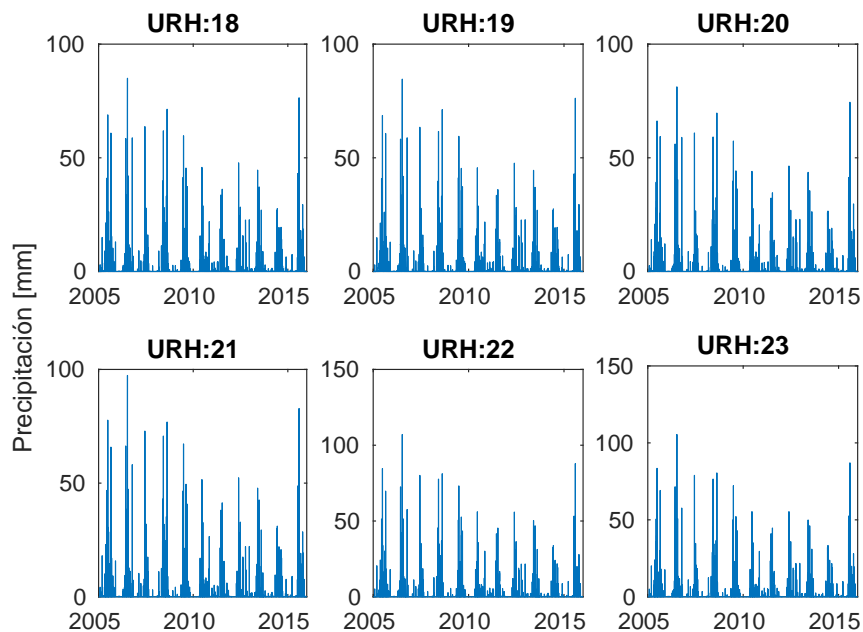


Figura B.15: Series de precipitación utilizada para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 18 a 23.

Precipitación en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

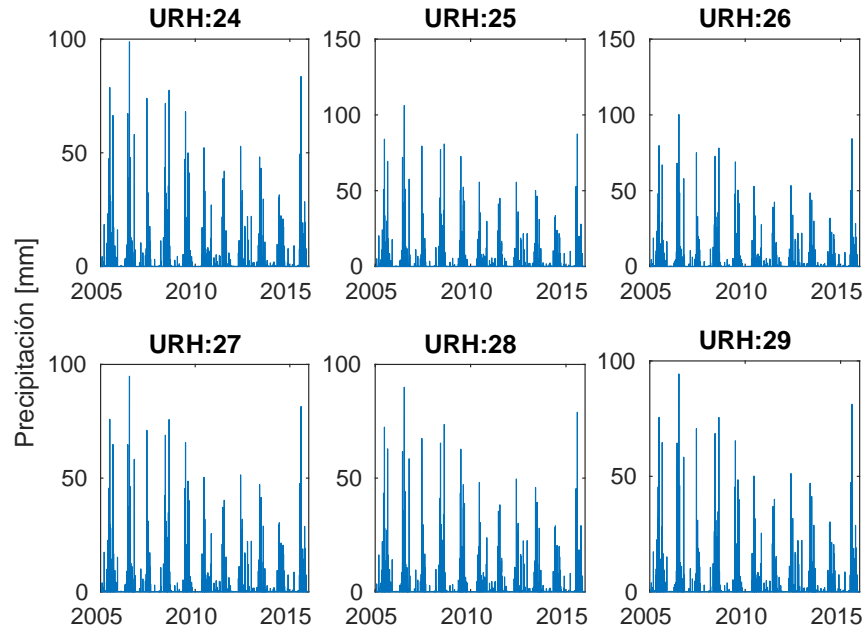


Figura B.16: Series de precipitación utilizada para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 24 a 29.

Precipitación en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

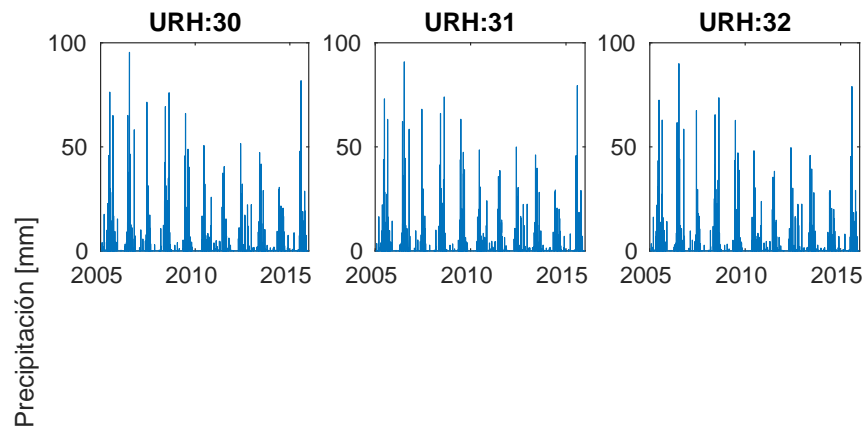


Figura B.17: Series de precipitación utilizada para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 30 a 32.

Precipitación en zonas de Laderas

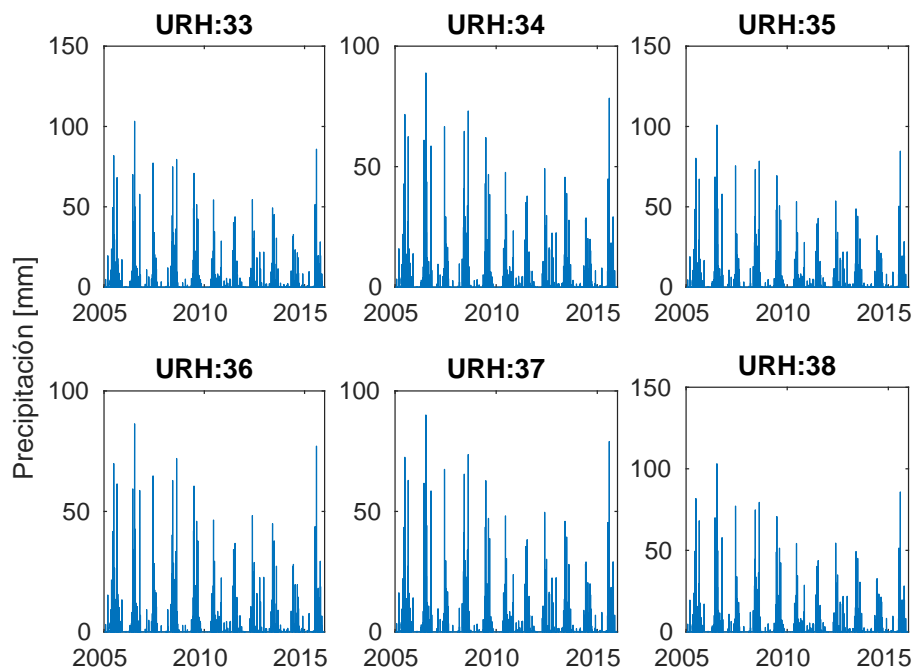


Figura B.18: Series de precipitación utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 38.

Precipitación en zonas de Laderas

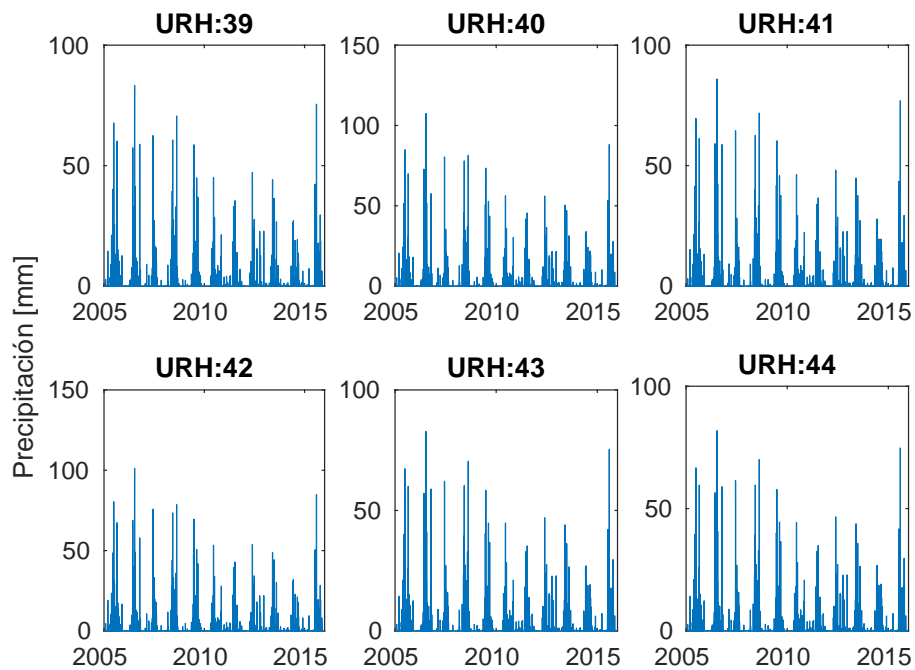


Figura B.19: Series de precipitación utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 39 a 44.

Precipitación en zonas de Laderas

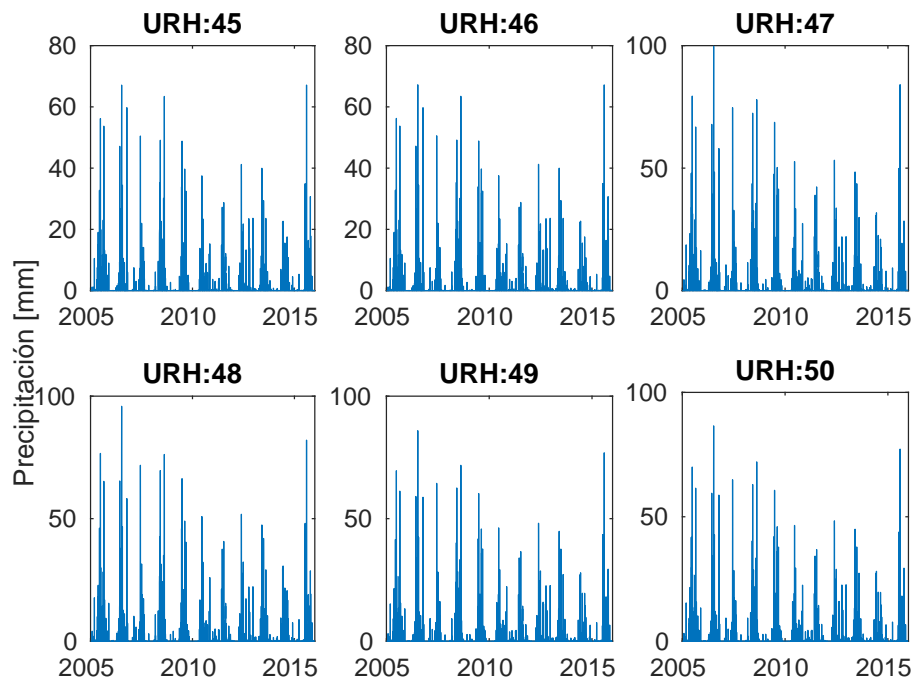


Figura B.20: Series de precipitación utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 45 a 50.

Precipitación en zonas de Laderas

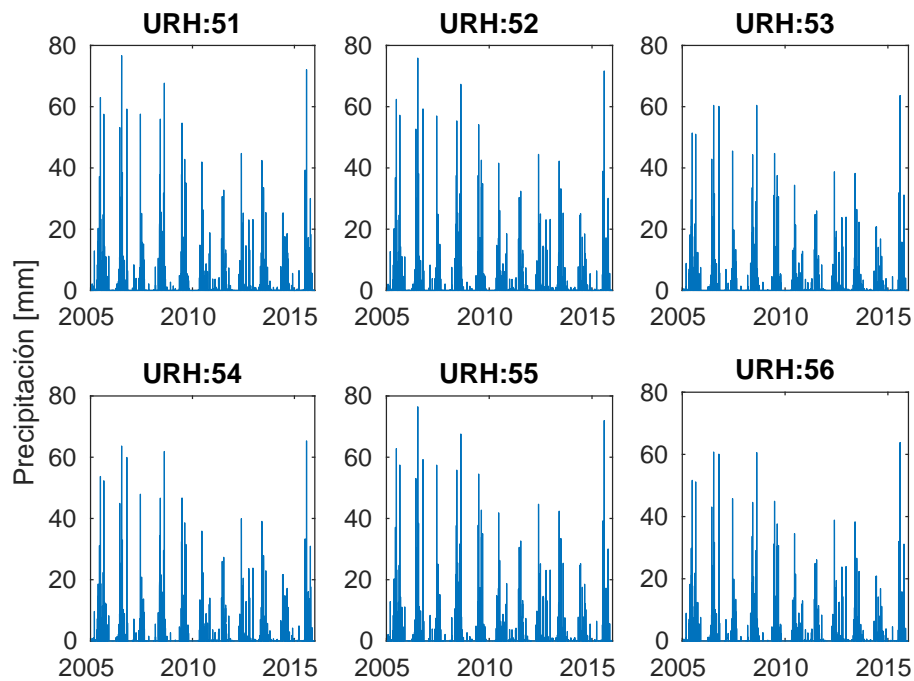


Figura B.21: Series de precipitación utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 51 a 56.

Precipitación en zonas de Laderas

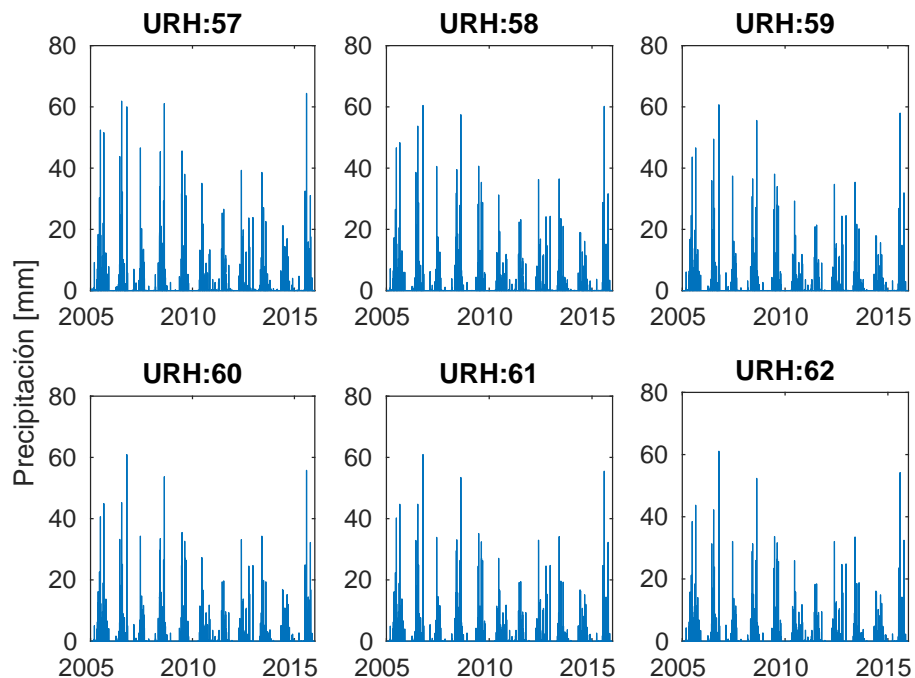


Figura B.22: Series de precipitación utilizada para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 57 a 62.

Anexo C

Cambios en variables por cada URH

En este Anexo se presentan los resultados de las variables runoutflow (refleja el comportamiento del flujo superficial) y gw (refleja el almacenamiento) para las distintas URH.

Modelo Original

runoutflow

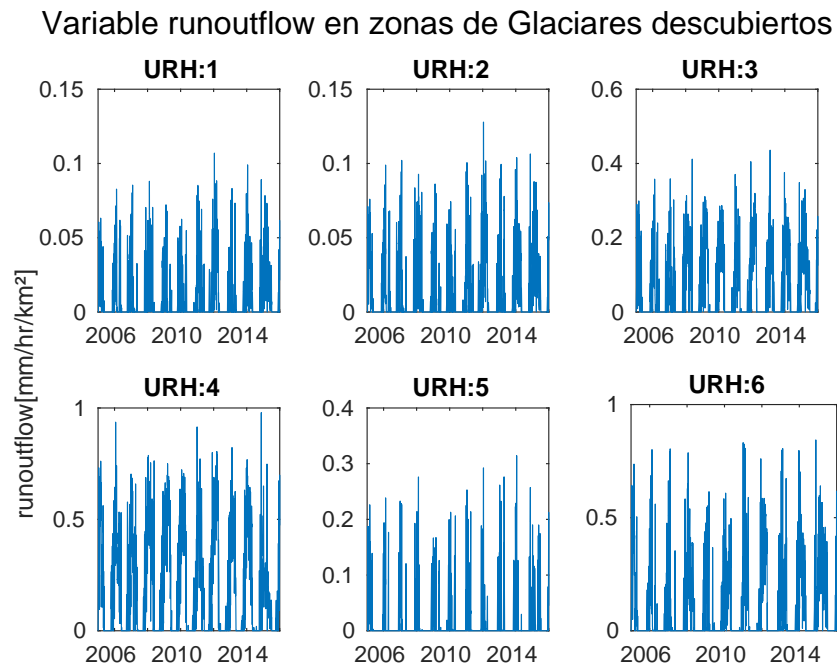


Figura C.1: Series de variable runoutflow para glaciares descubiertos en las unidades de respuesta hidrológica 1 a 6, Modelo Original

Variable runoutflow en zonas de Glaciares descubiertos

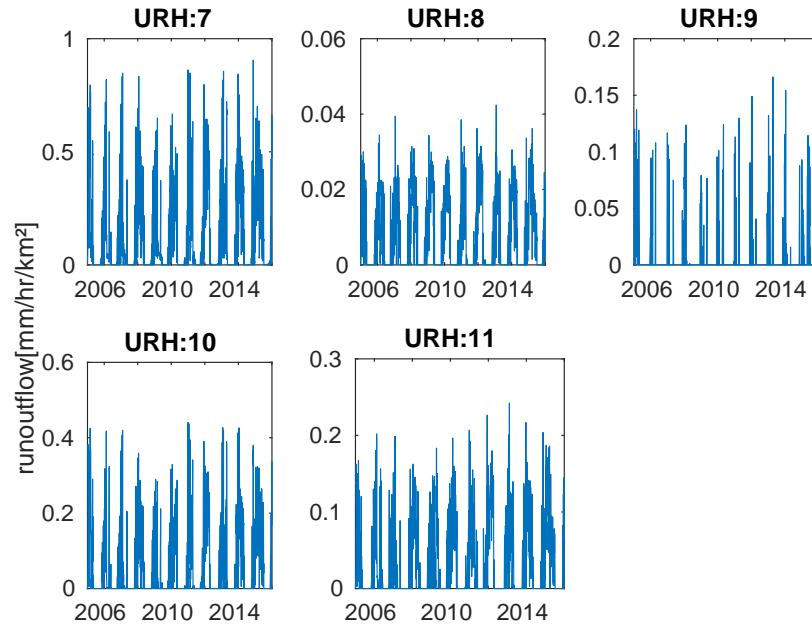


Figura C.2: Series de variable runoutflow para glaciares descubiertos en las unidades de respuesta hidrológica 7 a 11, Modelo Original

Variable runoutflow en zonas de Riberas

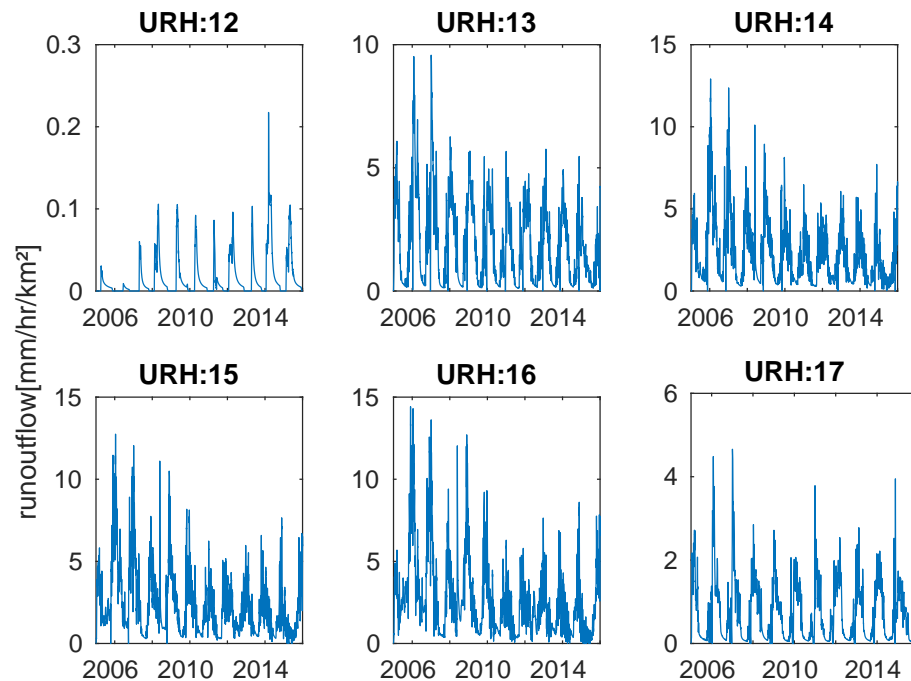


Figura C.3: Series de variable runoutflow para riberas en las unidades de respuesta hidrológica 12 a 17, Modelo Original

Variable runoutflow en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

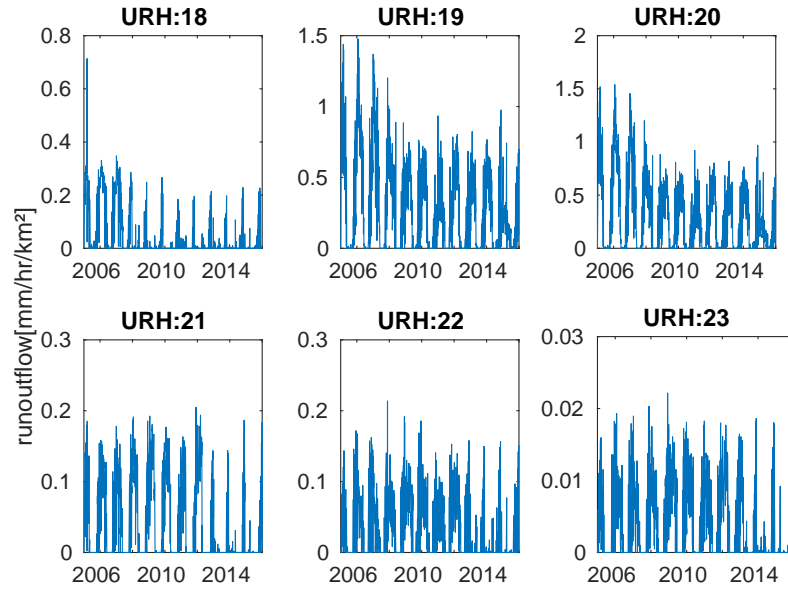


Figura C.4: Series de variable runoutflow para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 18 a 23, Modelo Original

Variable runoutflow en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

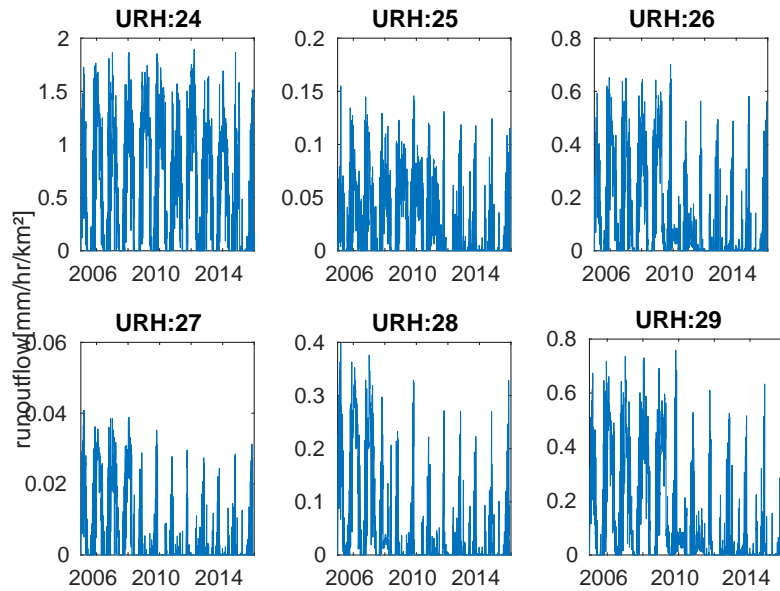


Figura C.5: Series de variable runoutflow para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 24 a 29, Modelo Original

Variable runoff en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

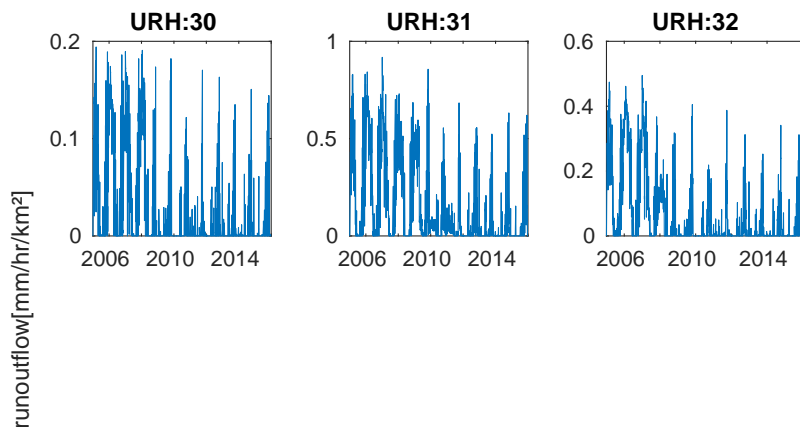


Figura C.6: Series de variable runoutflow para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 30 a 32, Modelo Original

Variable runoff en zonas de Laderas

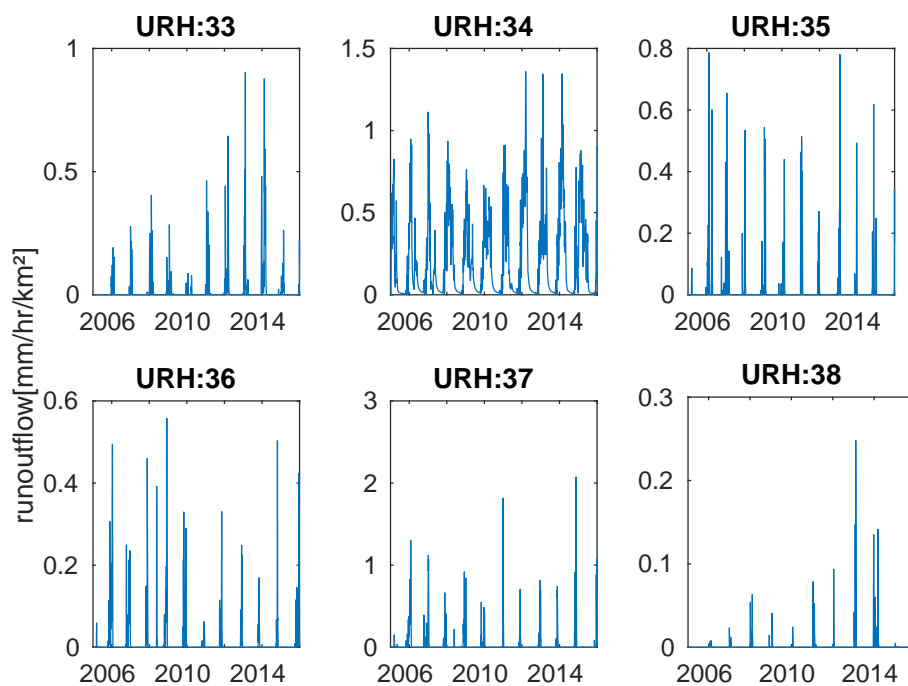


Figura C.7: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 38, Modelo Original

Variable runoutflow en zonas de Laderas

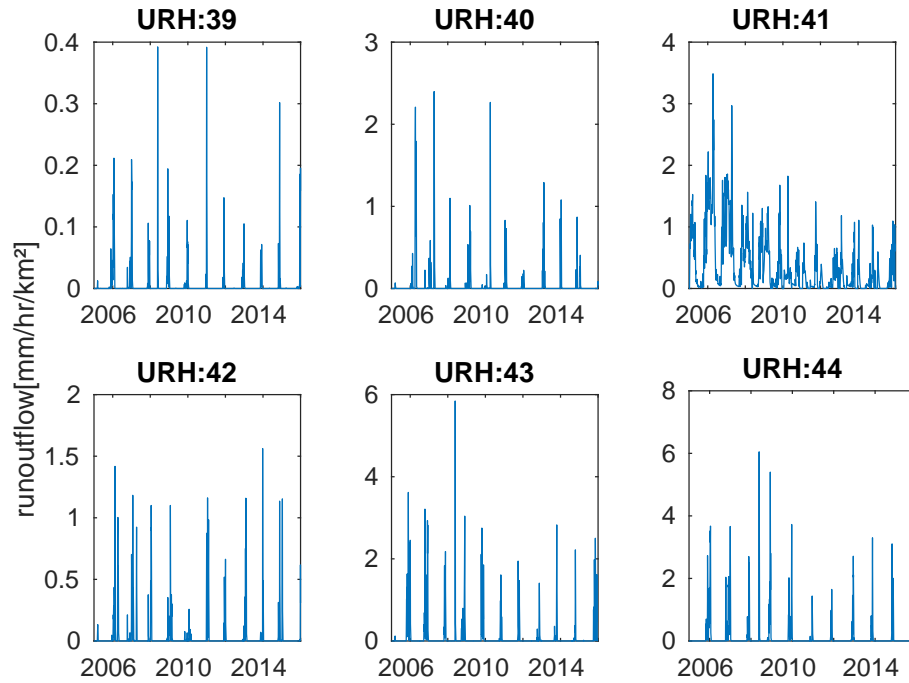


Figura C.8: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 44, Modelo Original

Variable runoutflow en zonas de Laderas

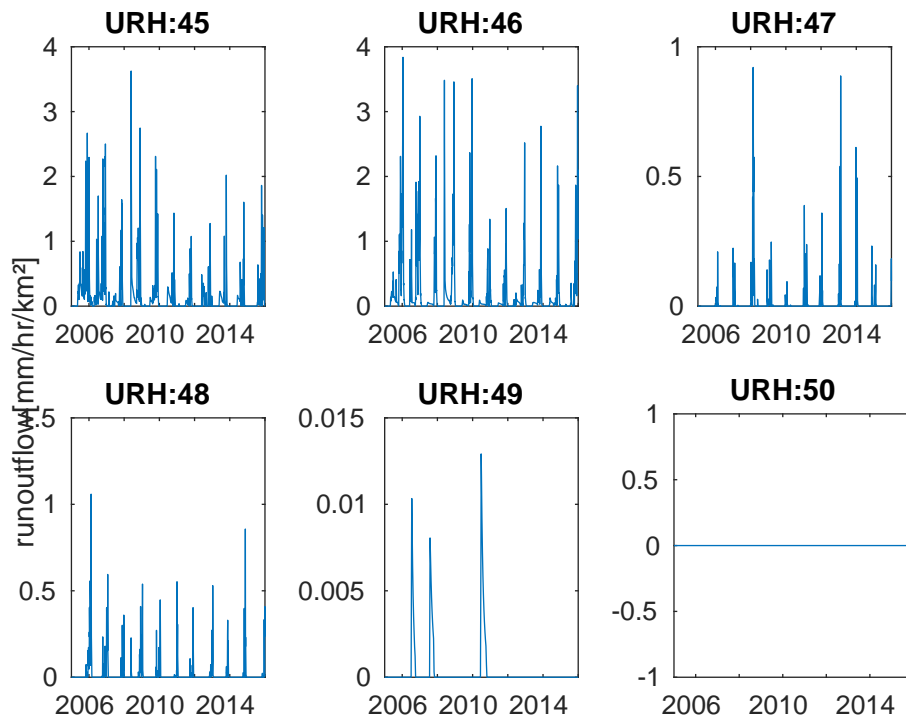


Figura C.9: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 45 a 50, Modelo Original

Variable runoff en zonas de Laderas

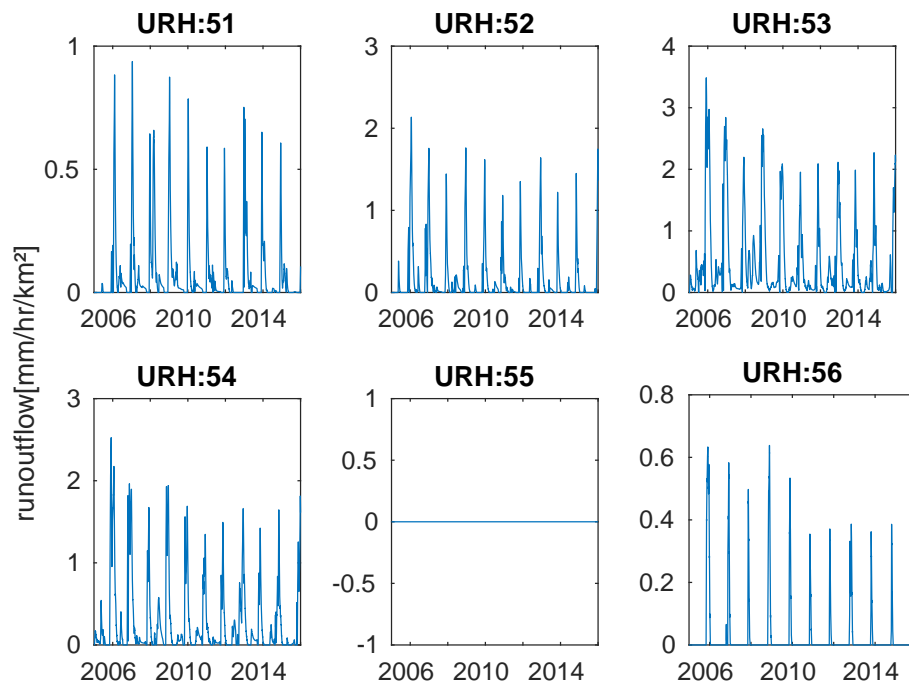


Figura C.10: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 51 a 56, Modelo Original

Variable runoff en zonas de Laderas

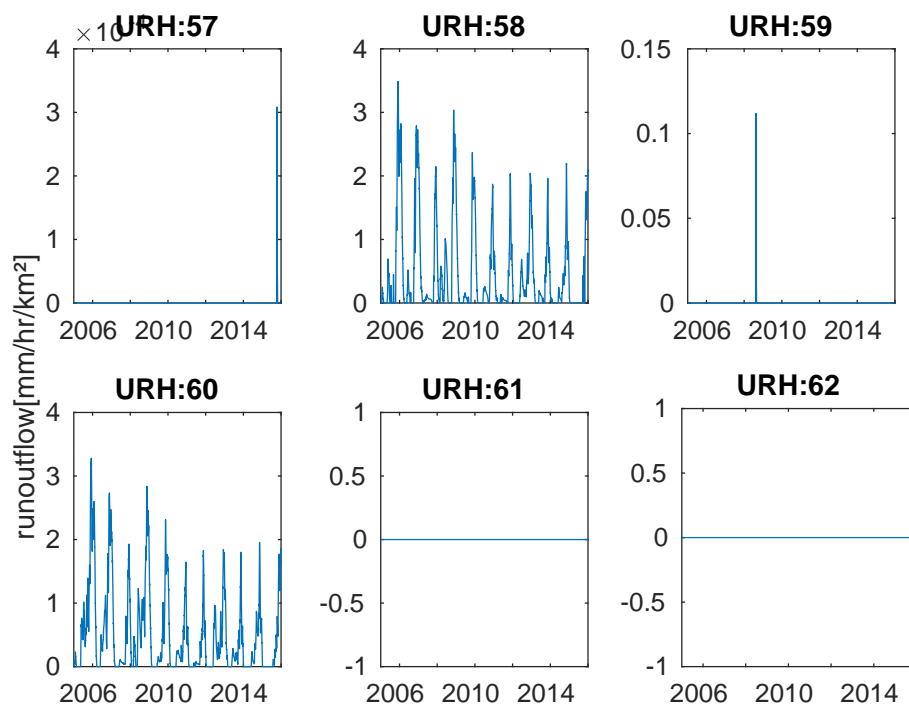


Figura C.11: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 57 a 62, Modelo Original

gw

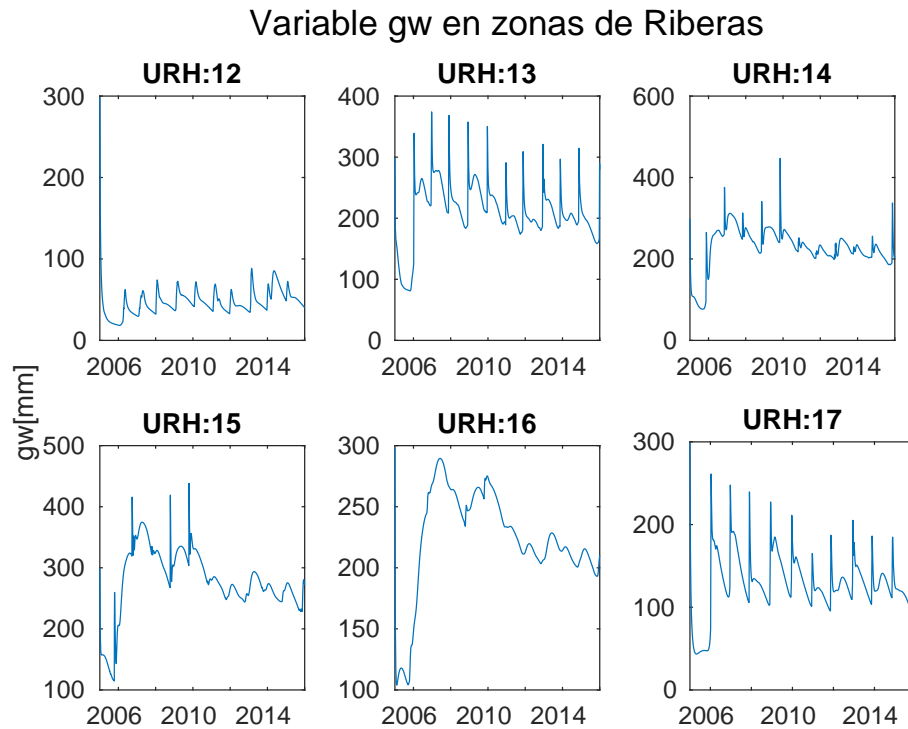


Figura C.12: Series de variable gw para riberas en las unidades de respuesta hidrológica 12 a 17, Modelo Original

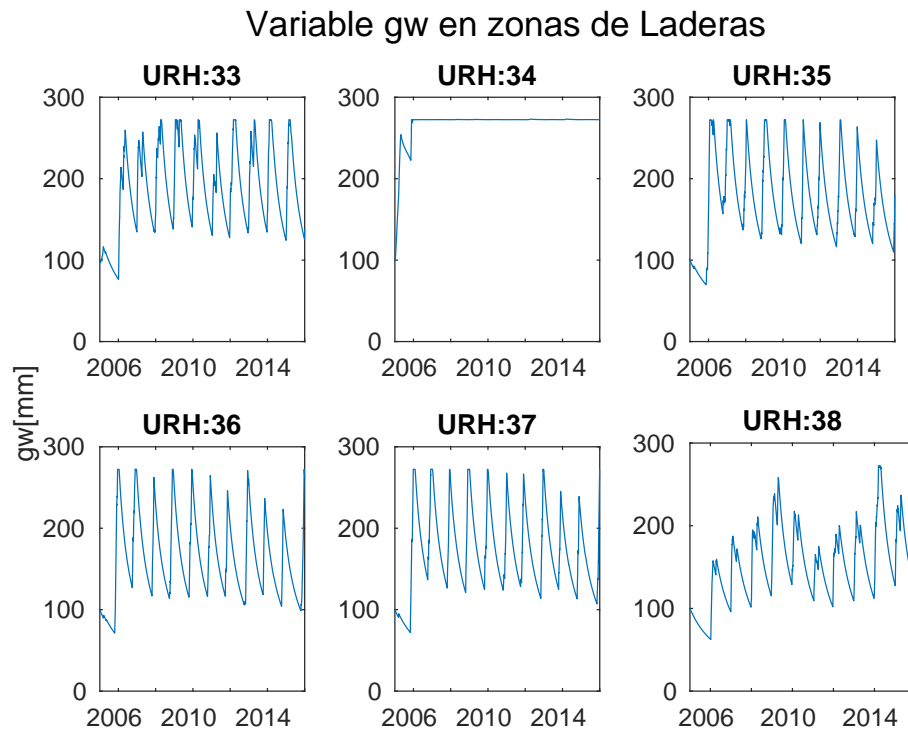


Figura C.13: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 38, Modelo Original

Variable gw en zonas de Laderas

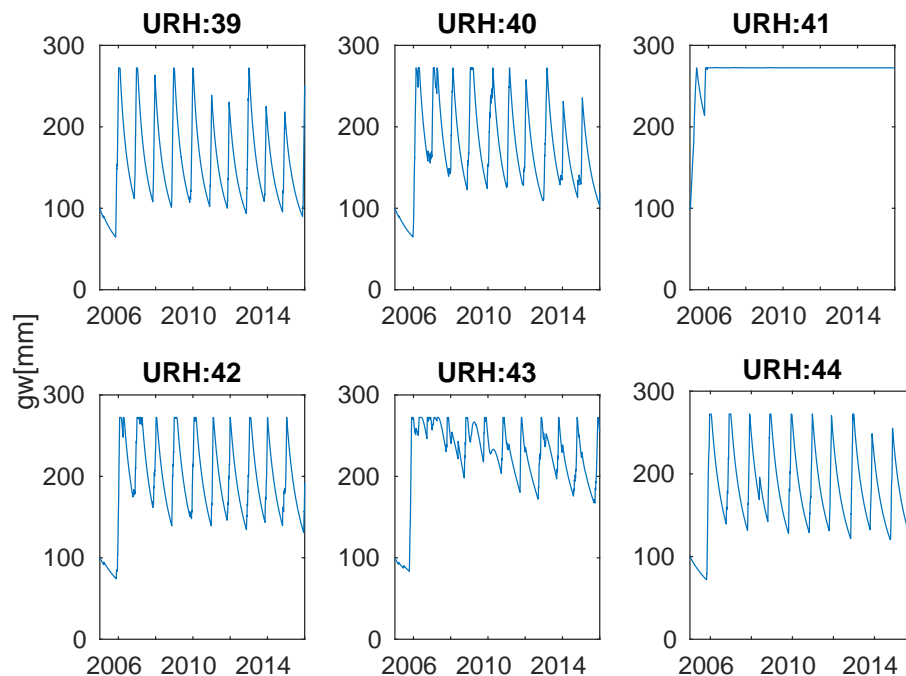


Figura C.14: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 44, Modelo Original

Variable gw en zonas de Laderas

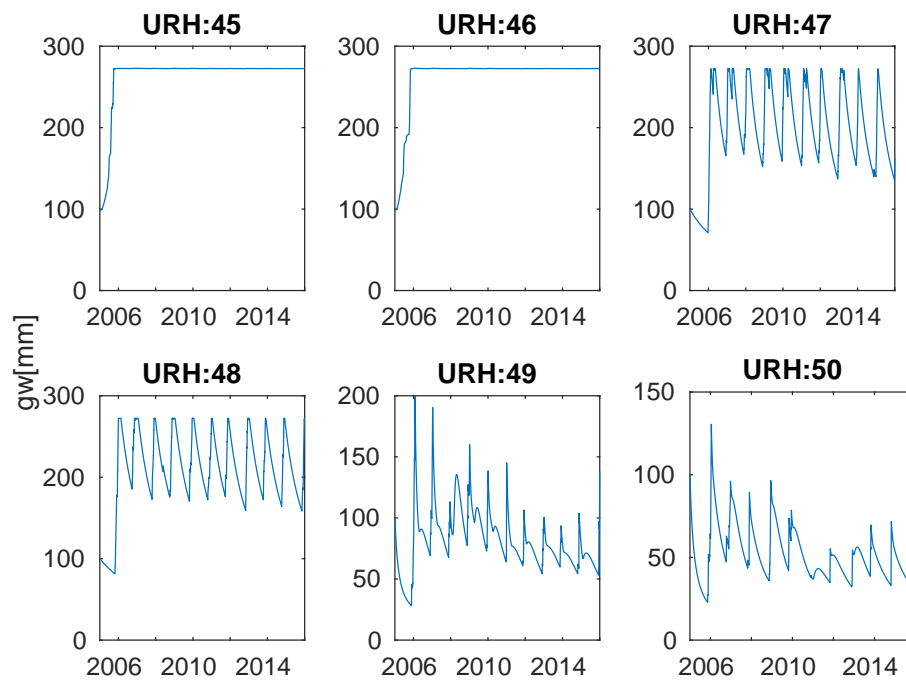


Figura C.15: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 45 a 50, Modelo Original

Variable gw en zonas de Laderas

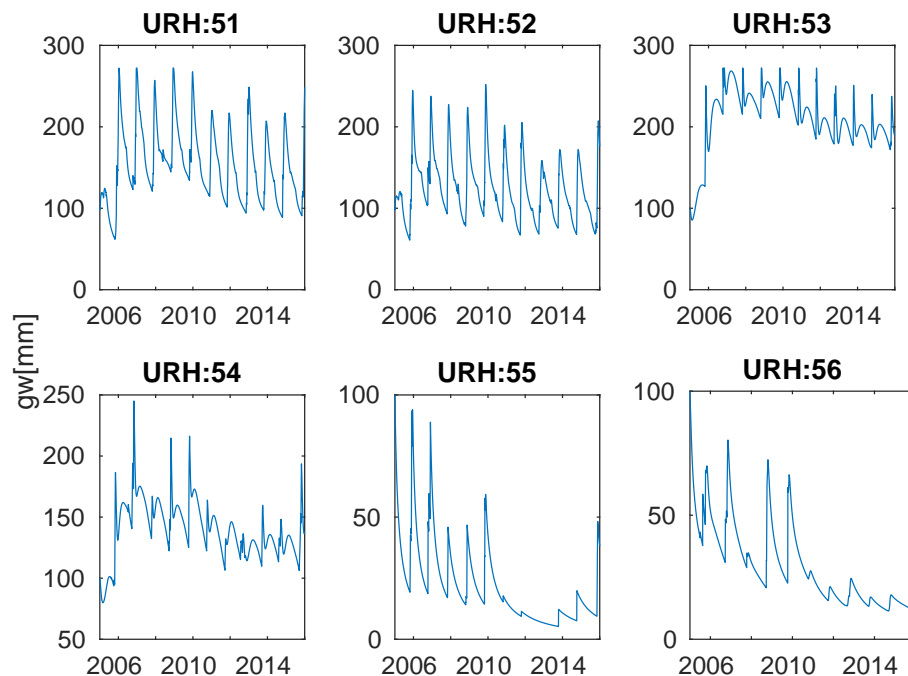


Figura C.16: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 51 a 56, Modelo Original

Variable gw en zonas de Laderas

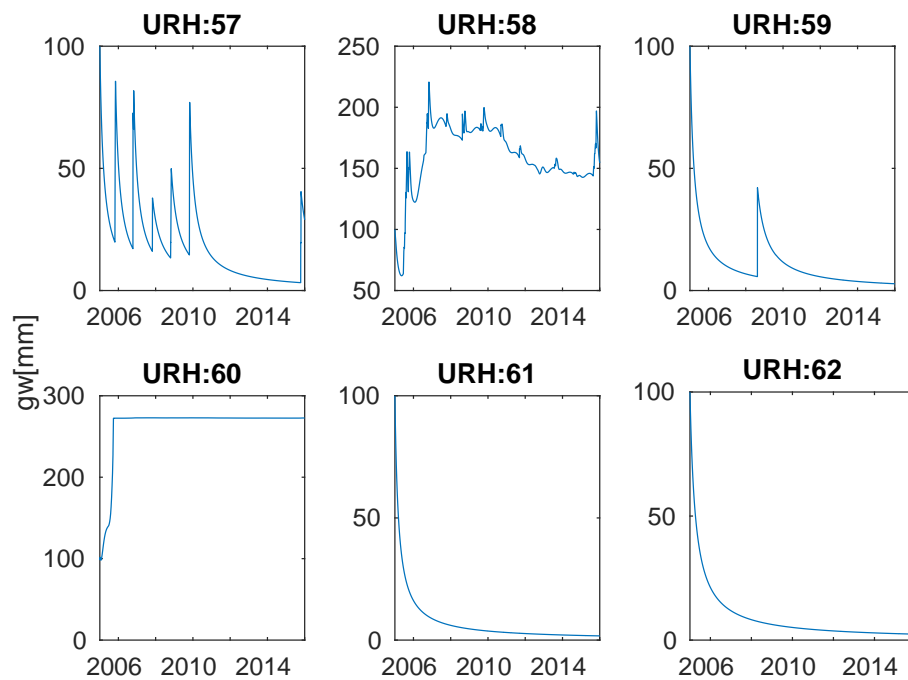


Figura C.17: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 57 a 62, Modelo Original

Modelos con y sin flujo

runoutflow

Comparación runoutflow en zonas de Glaciares descubiertos

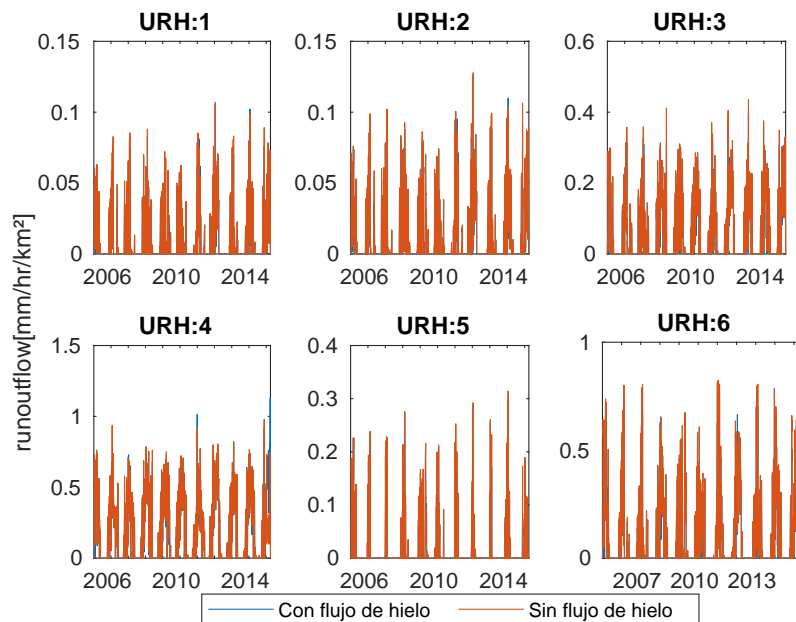


Figura C.18: Series de variable runoutflow para glaciares descubiertos en las unidades de respuesta hidrológica 1 a 6, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación runoutflow en zonas de Glaciares descubiertos

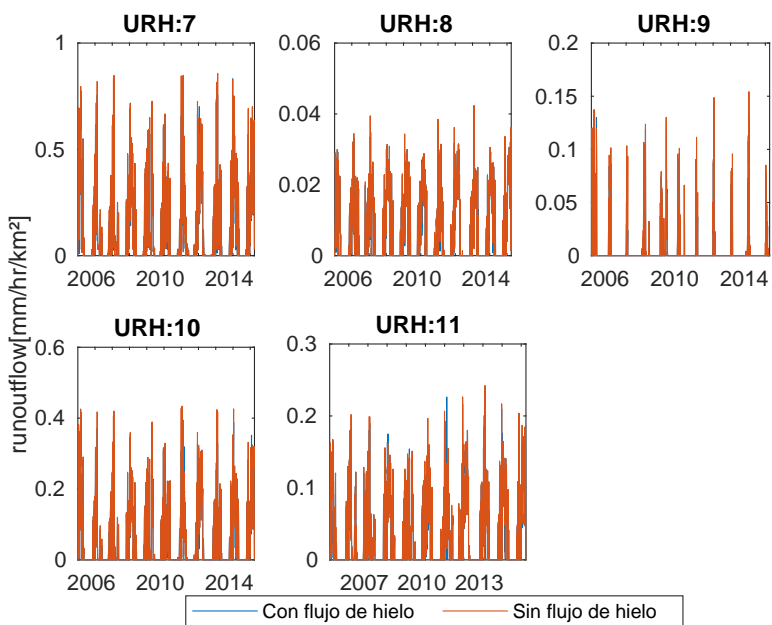


Figura C.19: Series de variable runoutflow para glaciares descubiertos en las unidades de respuesta hidrológica 7 a 11, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación runoutflow en zonas de Riberas

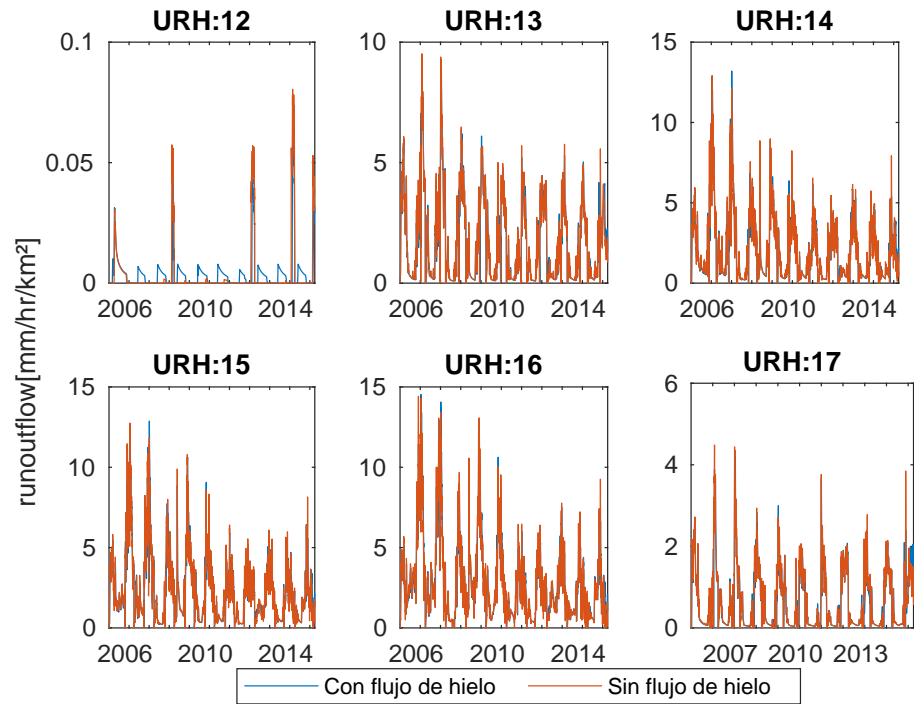


Figura C.20: Series de variable runoutflow para riberas en las unidades de respuesta hidrológica 12 a 17, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación runoutflow en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

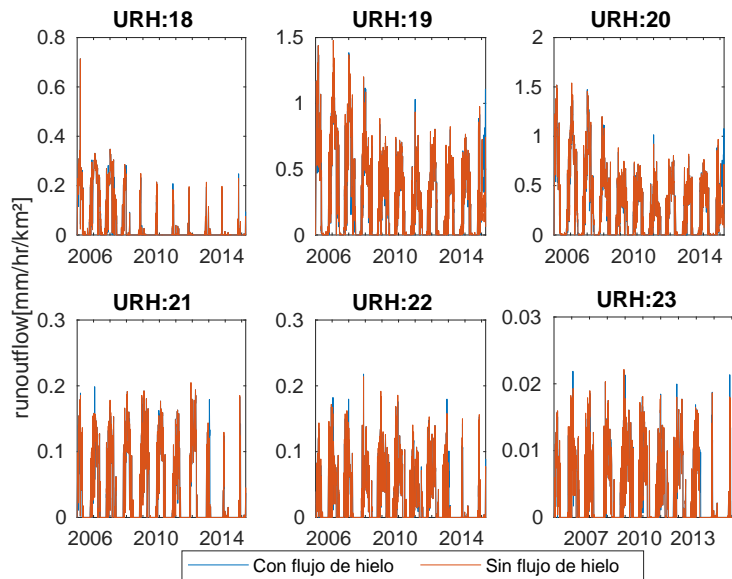


Figura C.21: Series de variable runoutflow para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 18 a 23, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación runoutflow en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

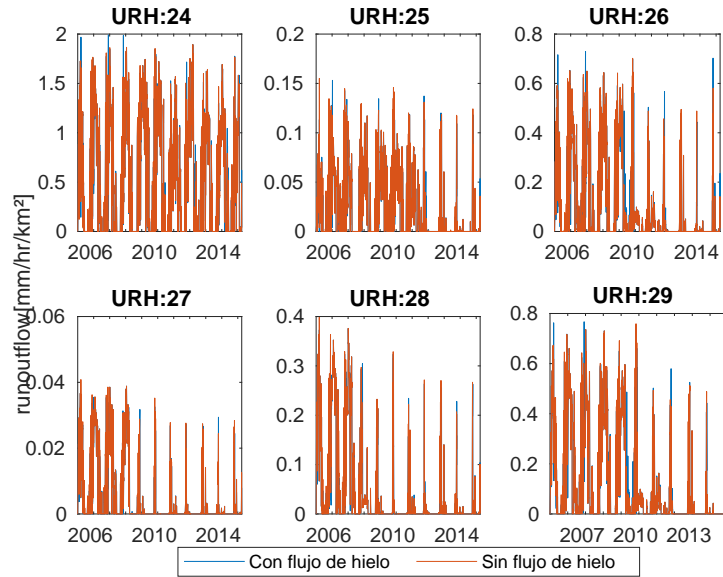


Figura C.22: Series de variable runoutflow para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 24 a 29, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación runoutflow en zonas de Glaciares cubiertos/rocosos

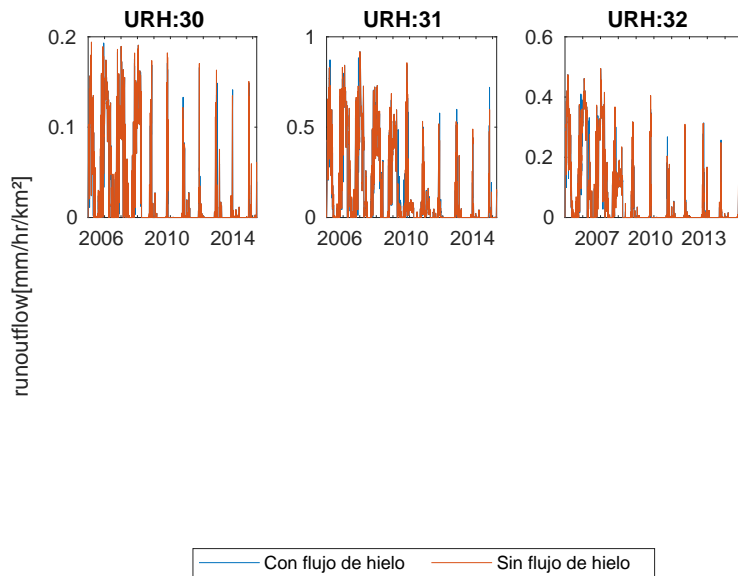


Figura C.23: Series de variable runoutflow para glaciares cubiertos/rocosos en las unidades de respuesta hidrológica 30 a 32, Modelos con y sin flujo de hielo

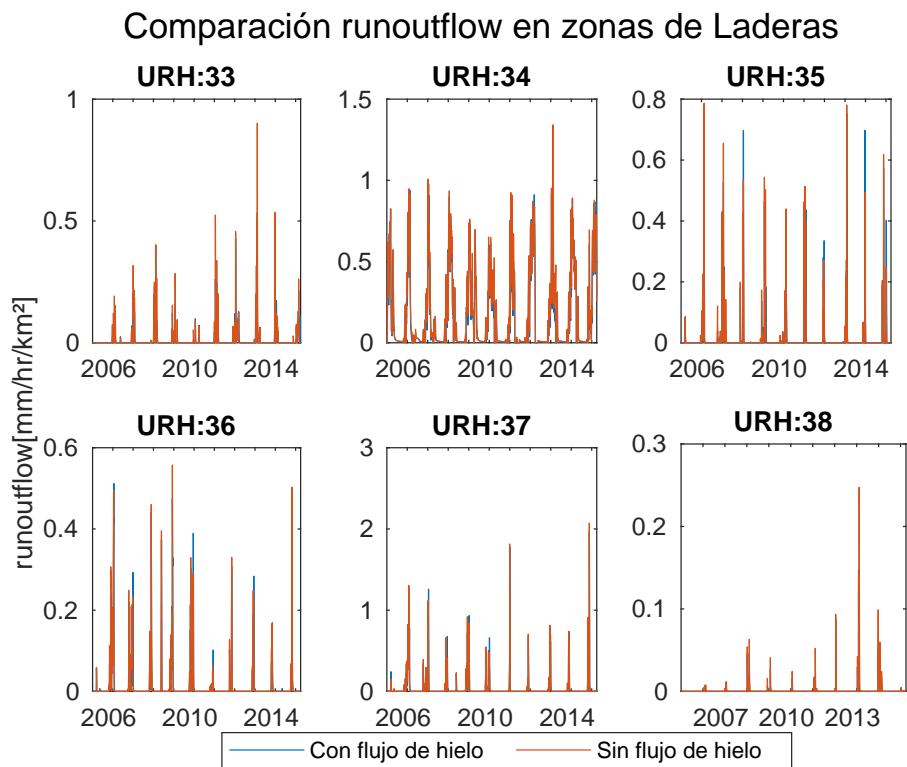


Figura C.24: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 38, Modelos con y sin flujo de hielo

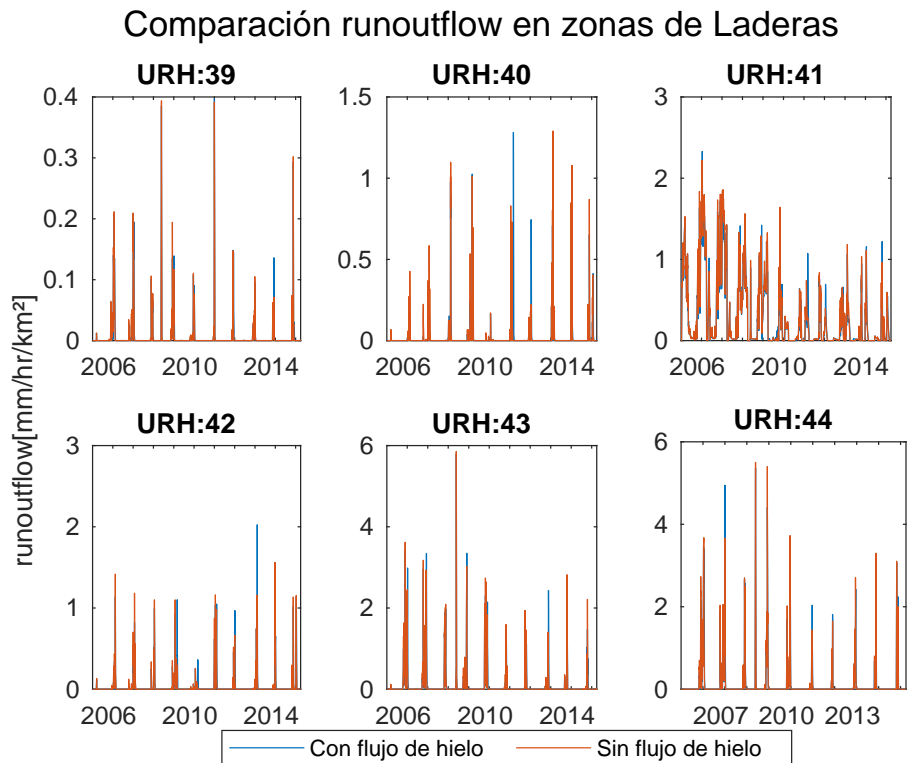


Figura C.25: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 44, Modelos con y sin flujo de hielo

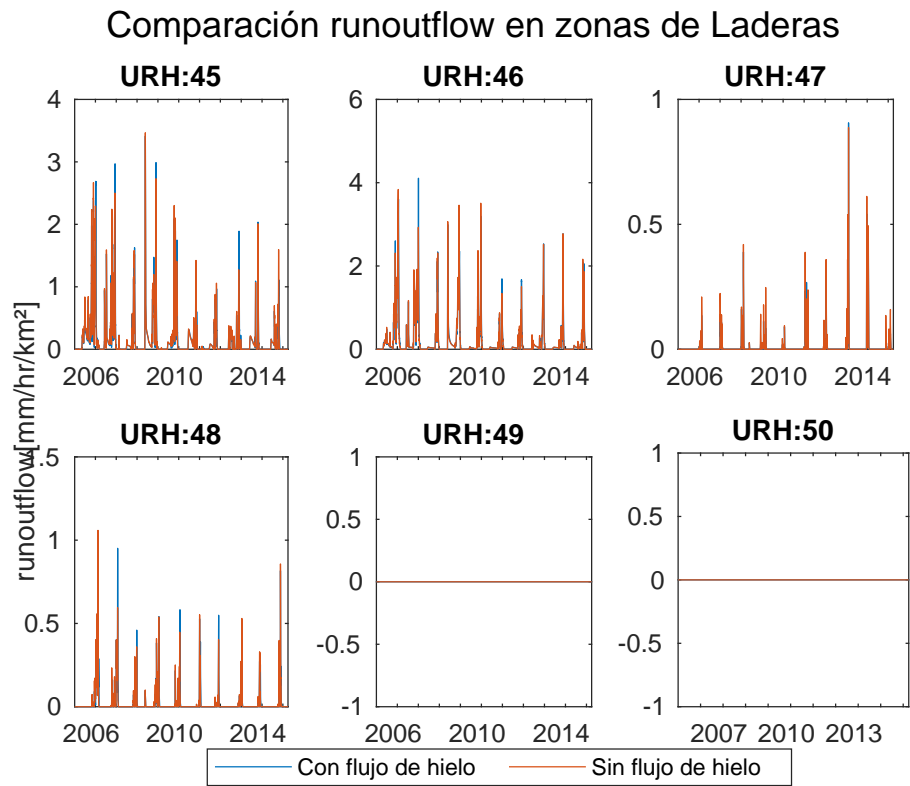


Figura C.26: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 45 a 50, Modelos con y sin flujo de hielo

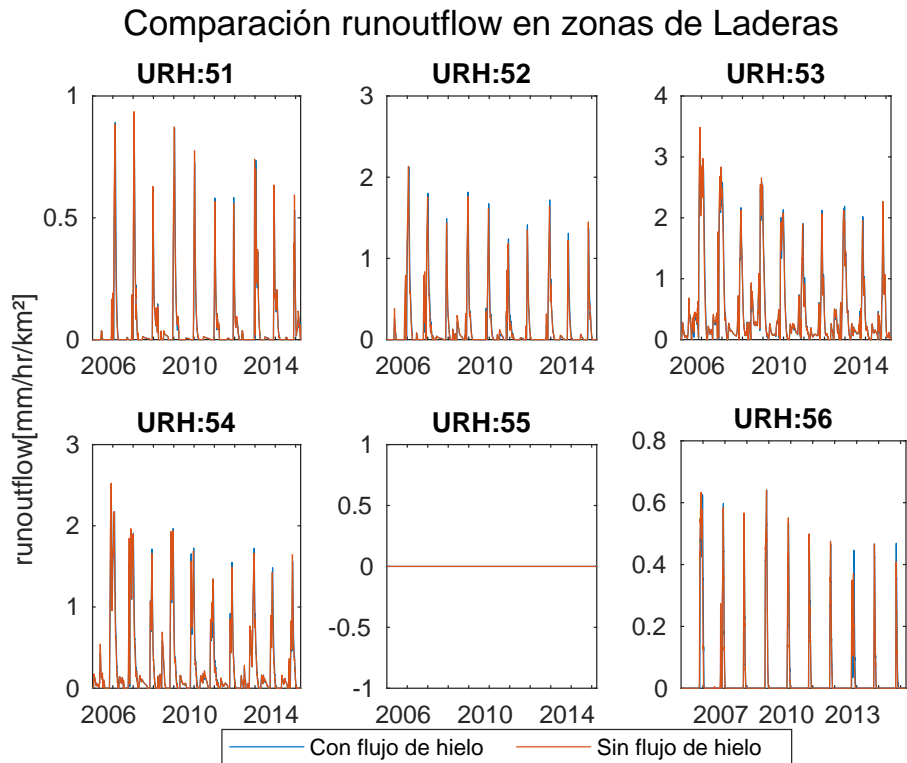


Figura C.27: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 51 a 56, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación runoutflow en zonas de Laderas

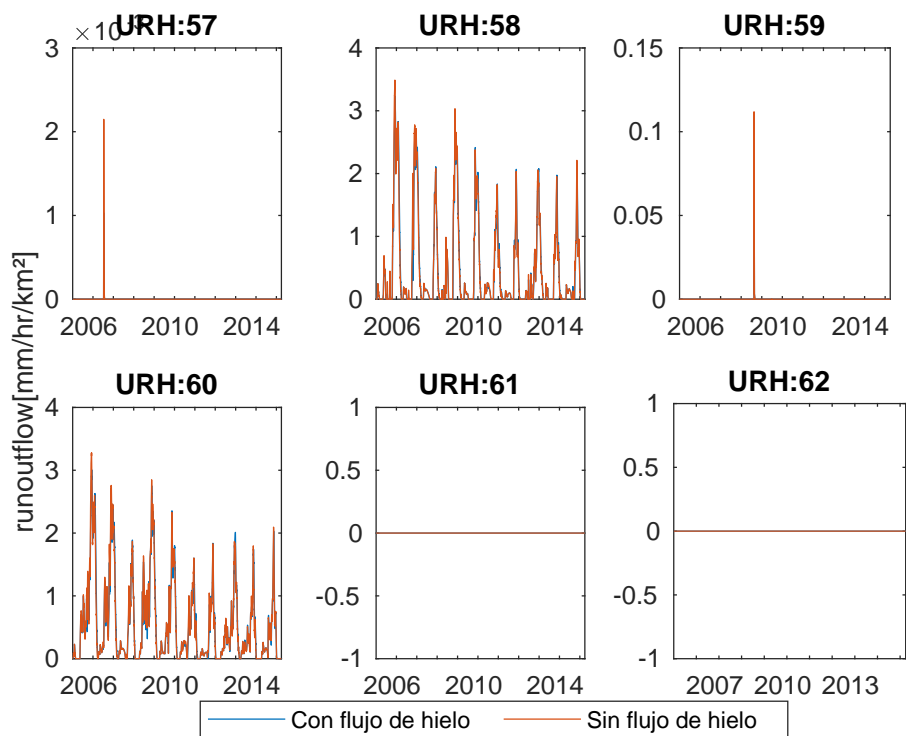


Figura C.28: Series de variable runoutflow para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 57 a 62, Modelos con y sin flujo de hielo

gw

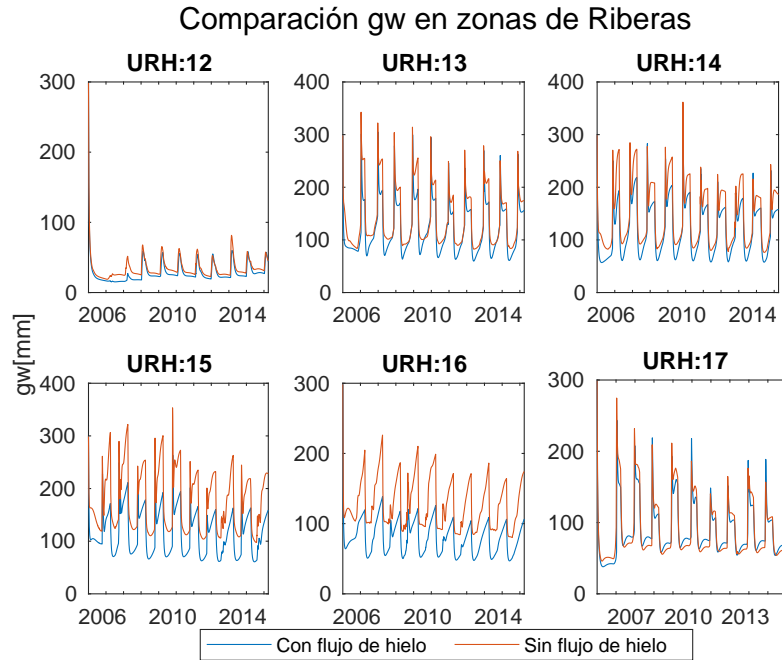


Figura C.29: Series de variable gw para riberas en las unidades de respuesta hidrológica 12 a 17, Modelos con y sin flujo de hielo

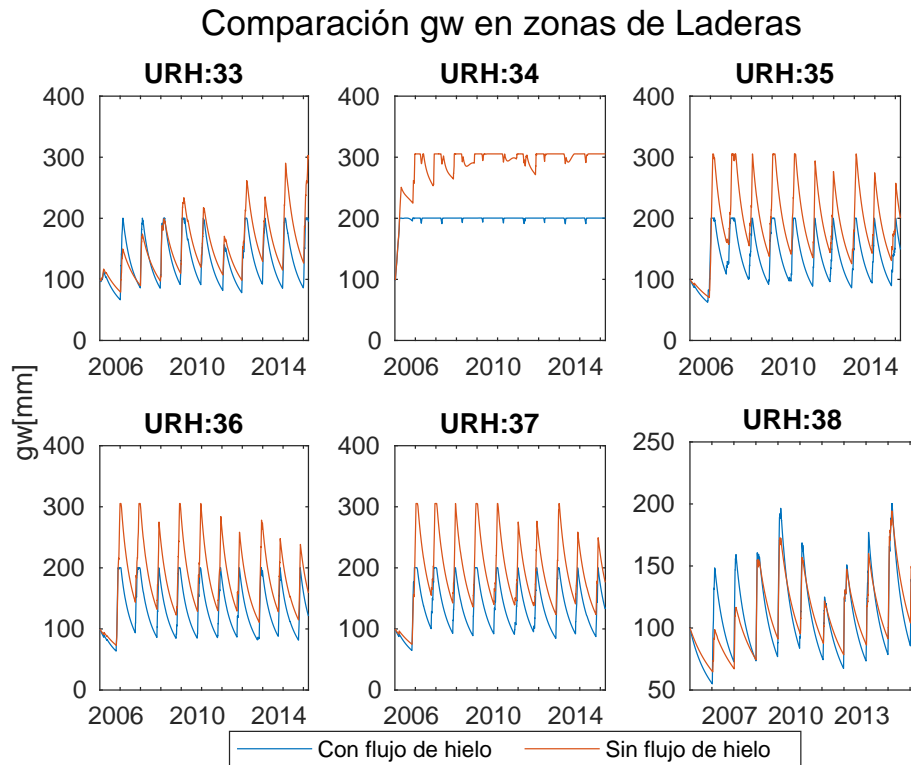


Figura C.30: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 38, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación gw en zonas de Laderas

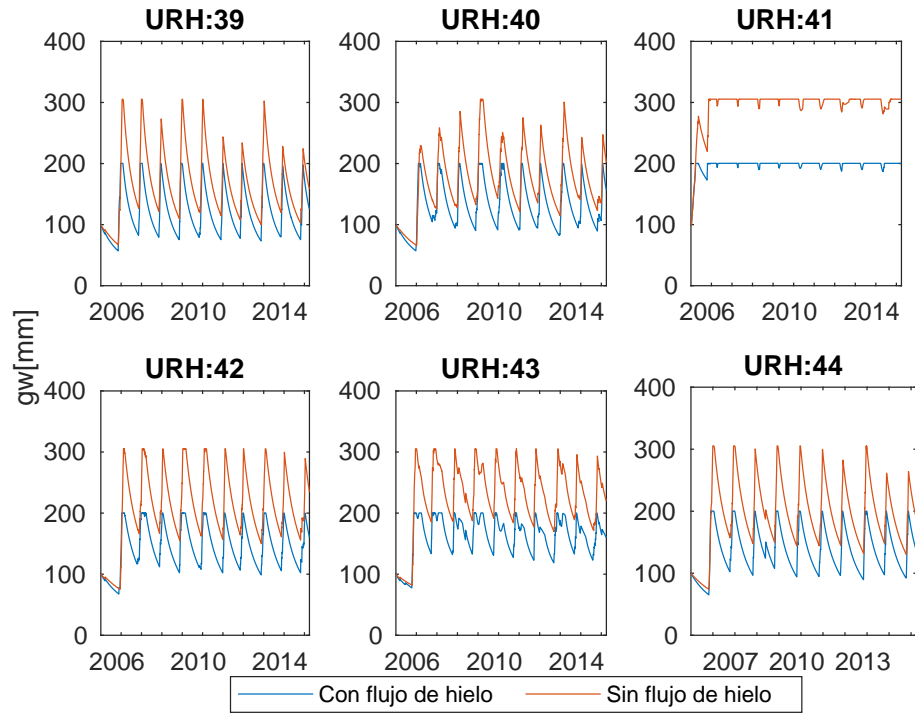


Figura C.31: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 33 a 44, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación gw en zonas de Laderas

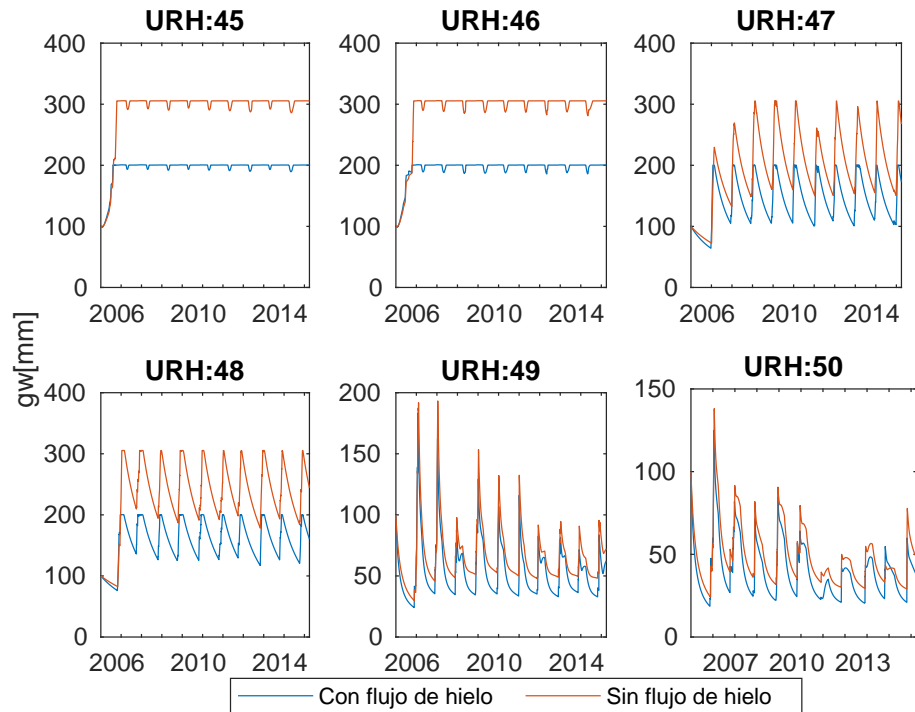


Figura C.32: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 45 a 50, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación gw en zonas de Laderas

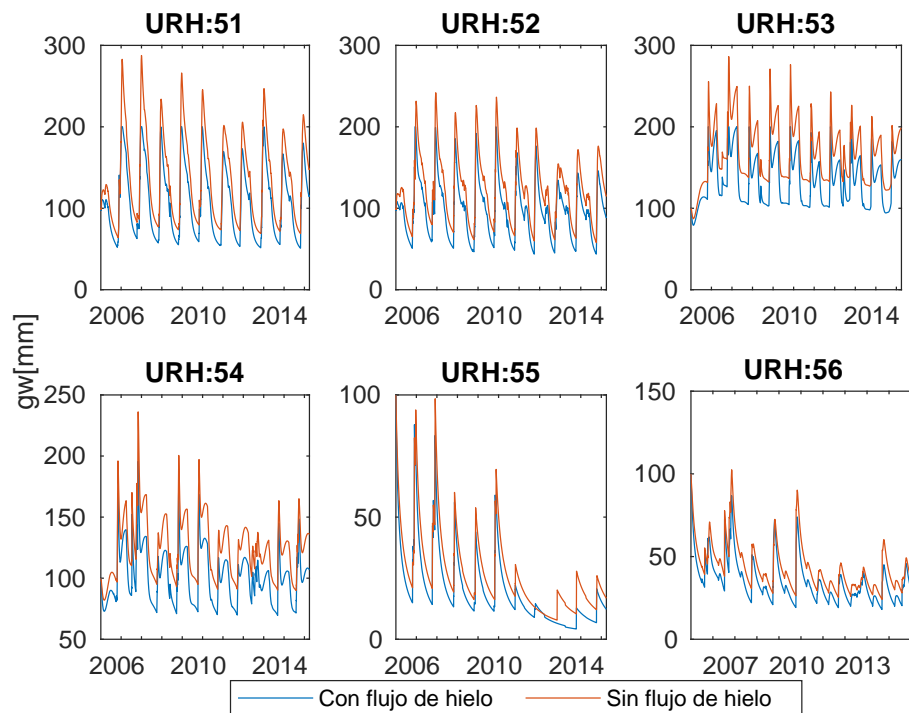


Figura C.33: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 51 a 56, Modelos con y sin flujo de hielo

Comparación gw en zonas de Laderas

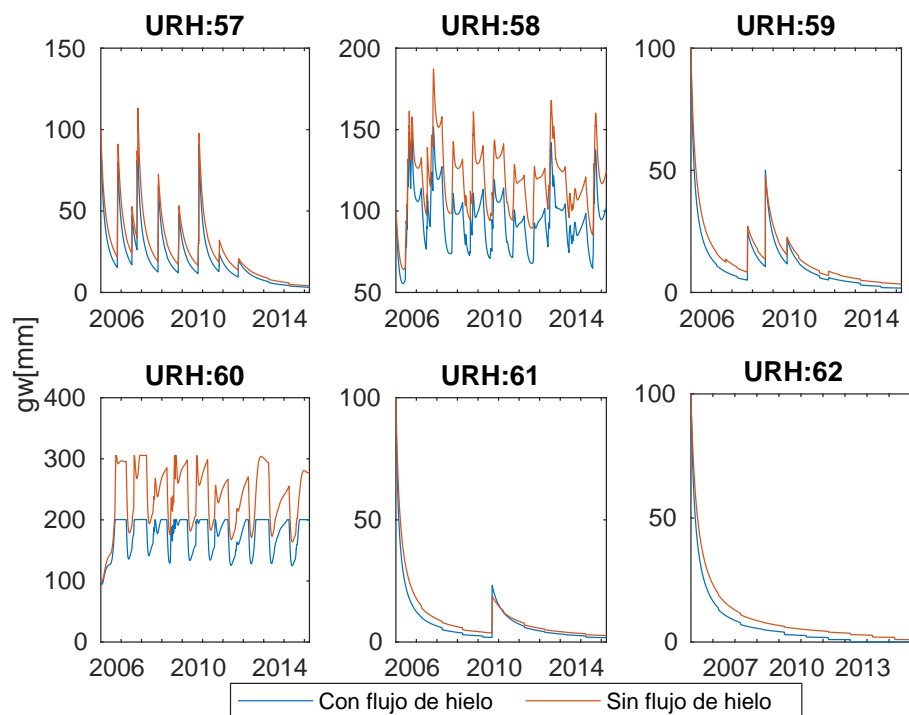


Figura C.34: Series de variable gw para laderas en las unidades de respuesta hidrológica 57 a 62, Modelos con y sin flujo de hielo

Anexo D

Escenarios de Cambio Climático

En este Anexo se presentan en mayor detalle los resultados relativos a los cambios de temperatura y precipitación. Los resultados son presentados a través del calculo del promedio de la variable, manteniendo temperatura ó precipitación fija, mientras la otra forzante varía en los rangos respectivos.

Modelo Original

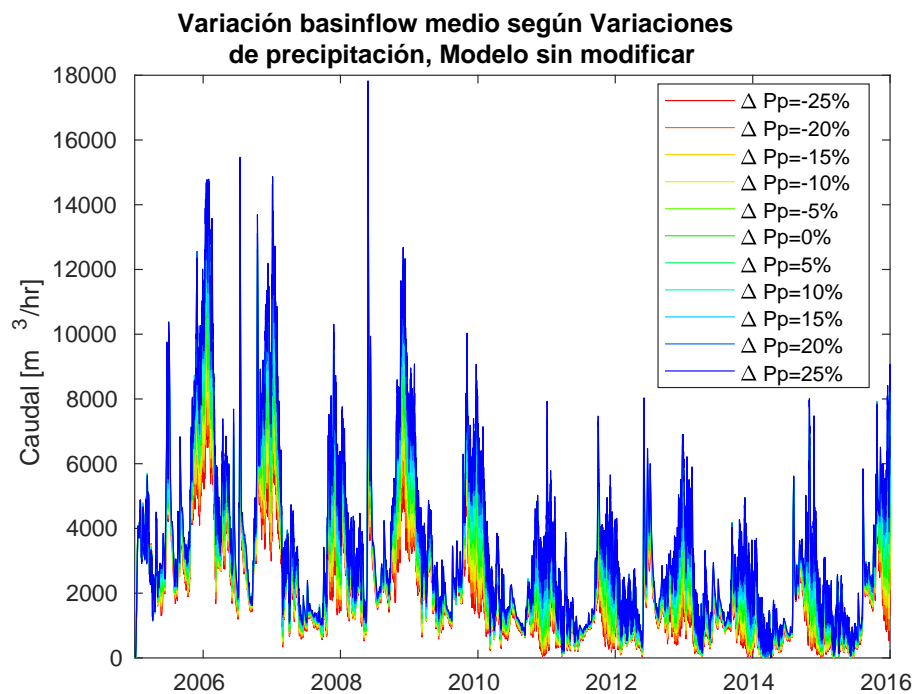


Figura D.1: Variaciones medias del flujo superficial al variar la precipitación, Modelo Original

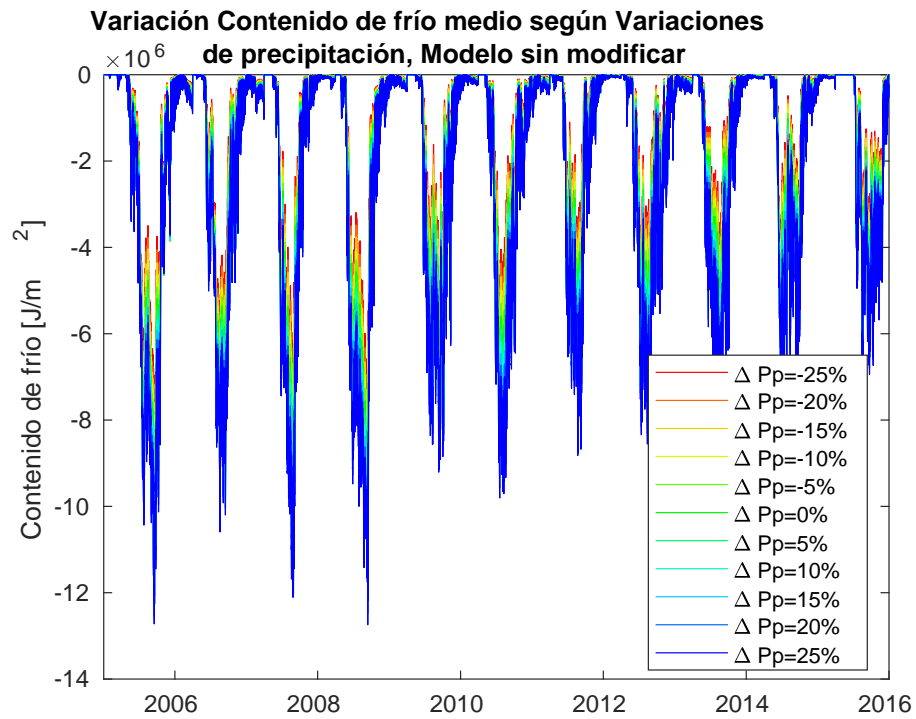


Figura D.2: Variaciones medias del contenido de frío al variar la precipitación, Modelo Original

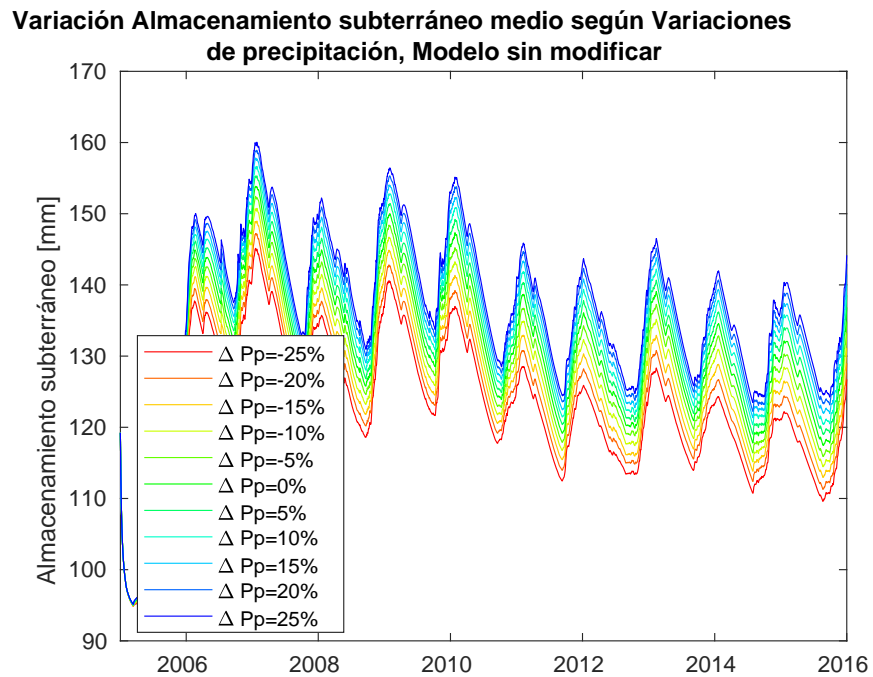


Figura D.3: Variaciones medias del almacenamiento subterráneo al variar la precipitación, Modelo Original

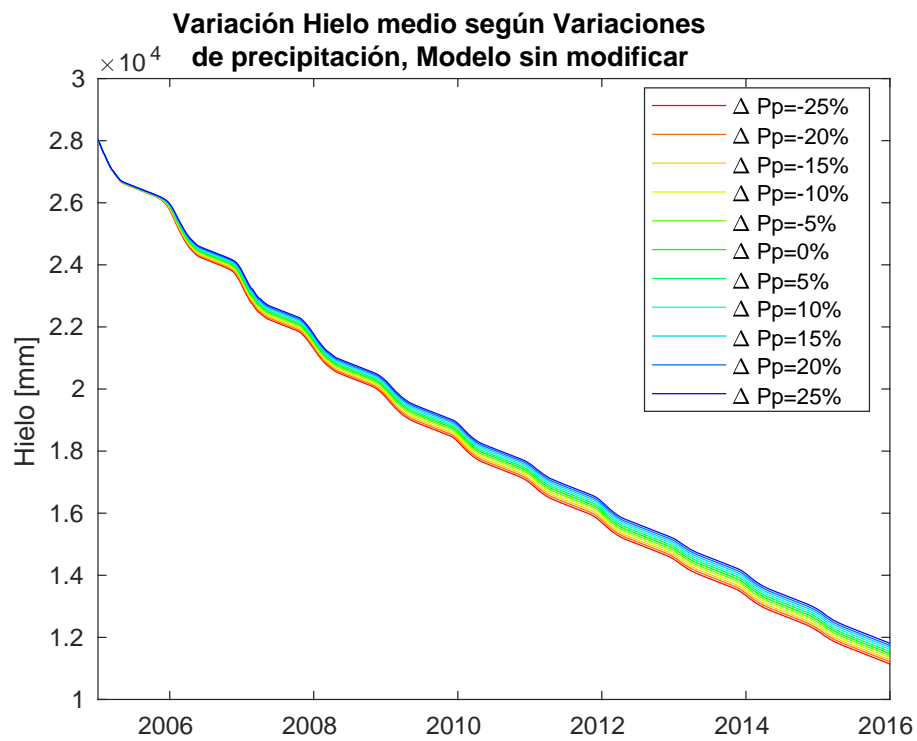


Figura D.4: Variaciones medias de la cantidad de hielo al variar la precipitación, Modelo Original

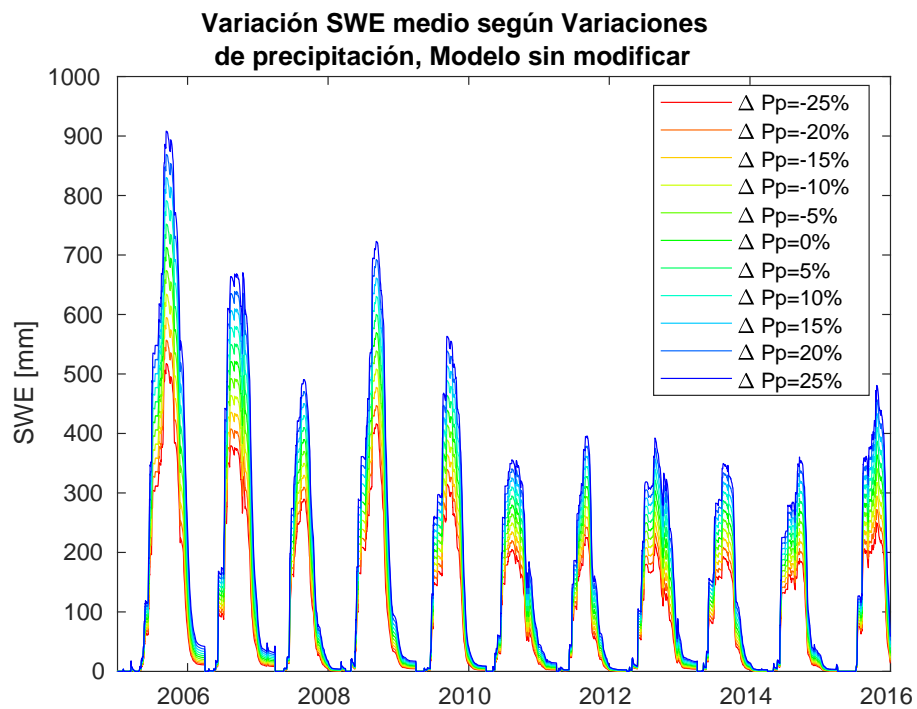


Figura D.5: Variaciones medias del equivalente de nieve en agua al variar la precipitación, Modelo Original

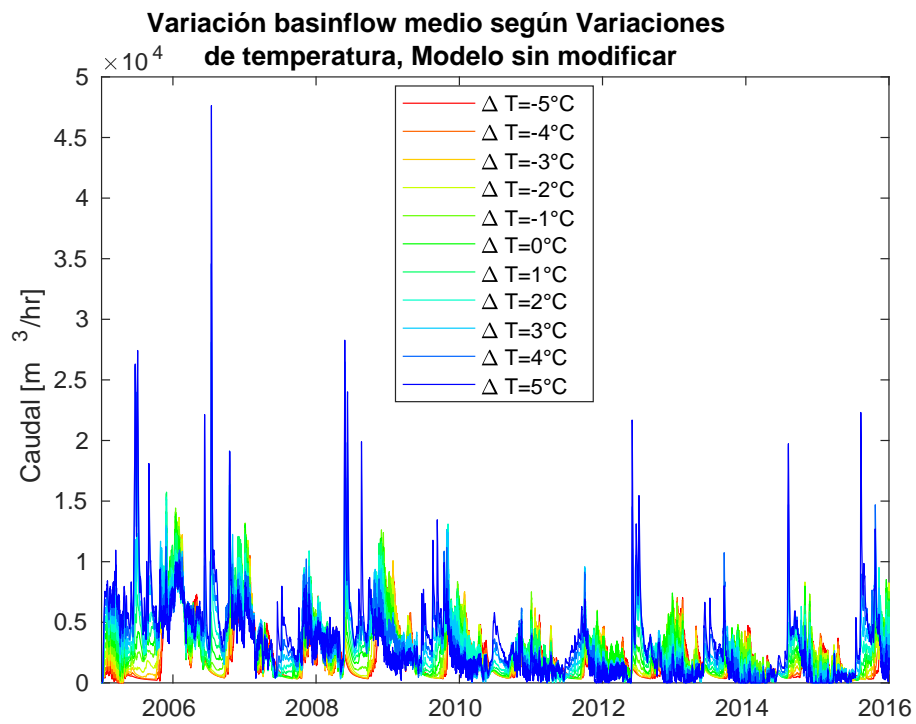


Figura D.6: Variaciones medias del flujo superficial al variar la temperatura, Modelo Original

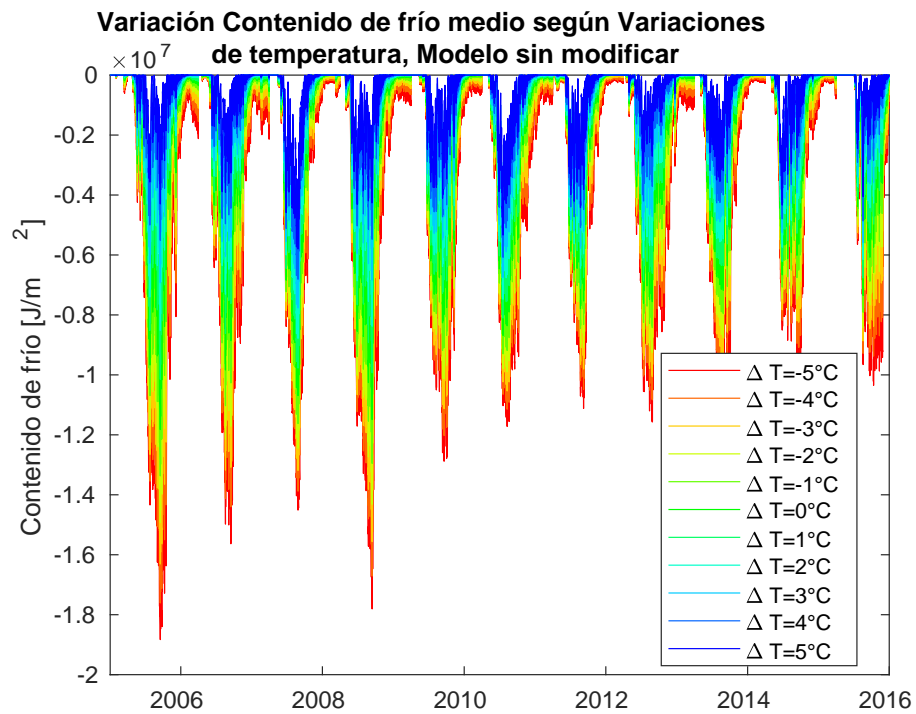


Figura D.7: Variaciones medias del contenido de frío al variar la temperatura, Modelo Original

Variación Almacenamiento subterráneo medio según Variaciones de temperatura, Modelo sin modificar

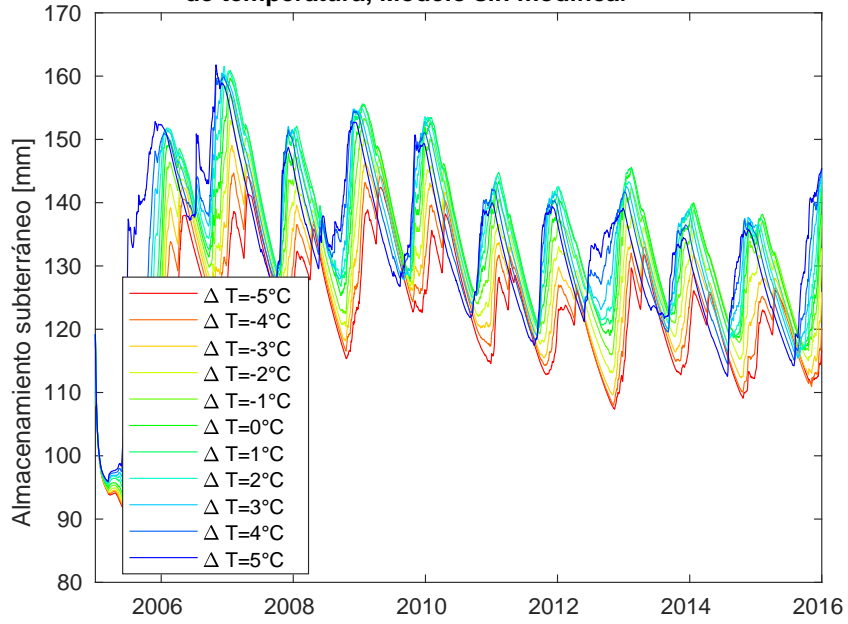


Figura D.8: Variaciones medias del almacenamiento subterráneo al variar la temperatura, Modelo Original

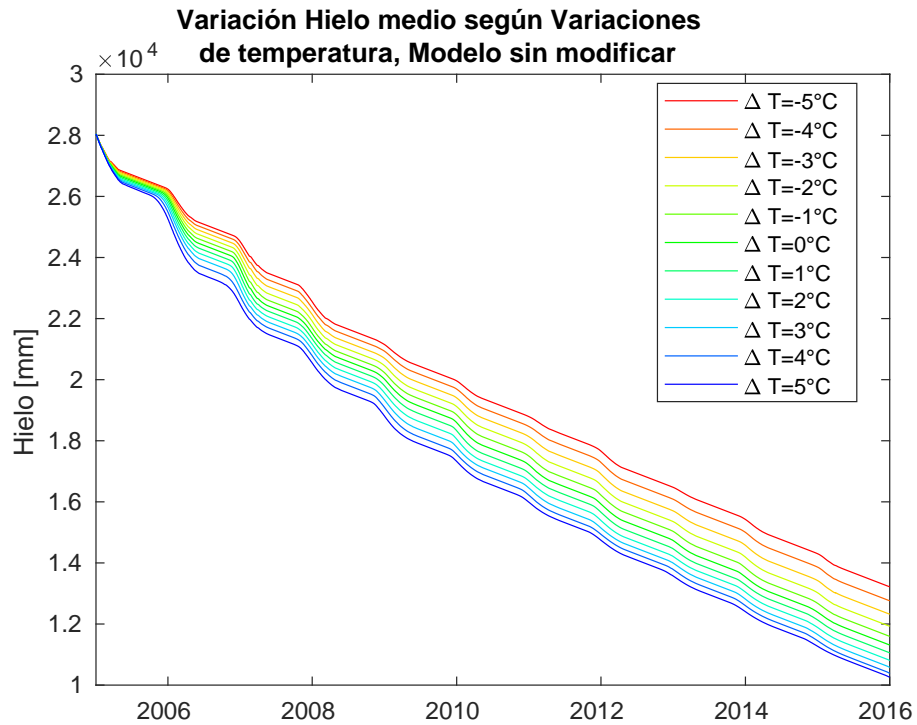


Figura D.9: Variaciones medias de la cantidad de hielo al variar la temperatura, Modelo Original

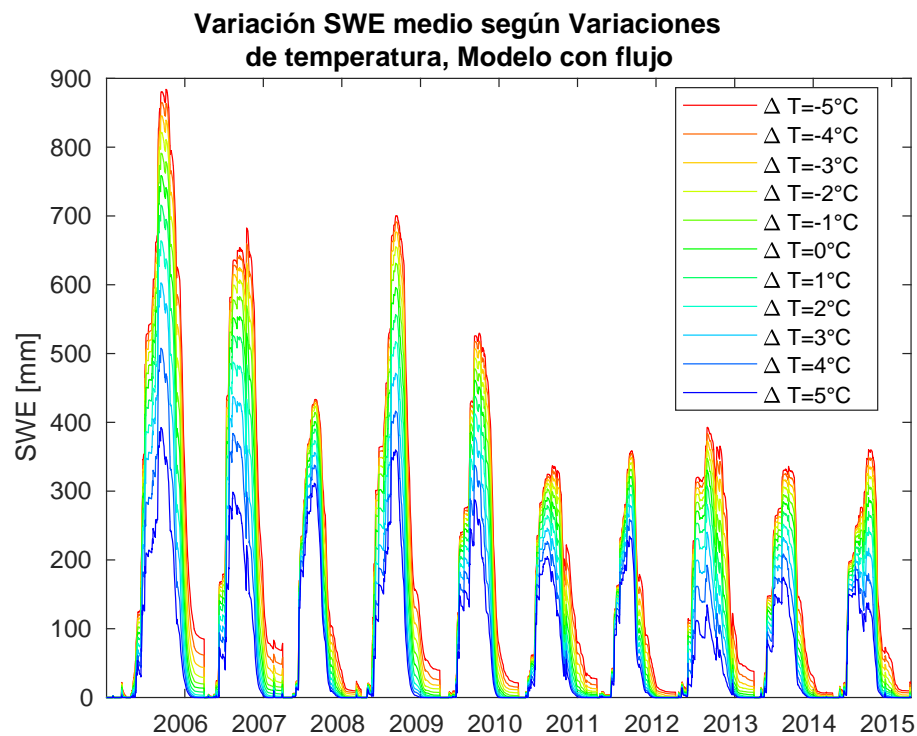


Figura D.10: Variaciones medias del equivalente de nieve en agua al variar la temperatura, Modelo Original

Modelo con flujo de hielo

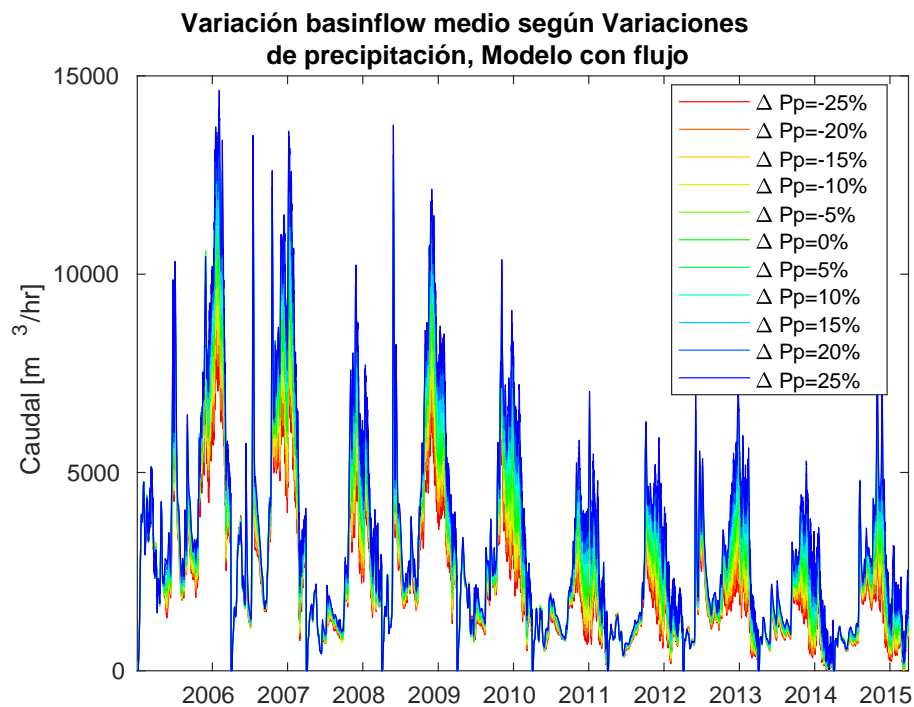


Figura D.11: Variaciones medias del flujo superficial al variar la precipitación, Modelo con flujo de hielo

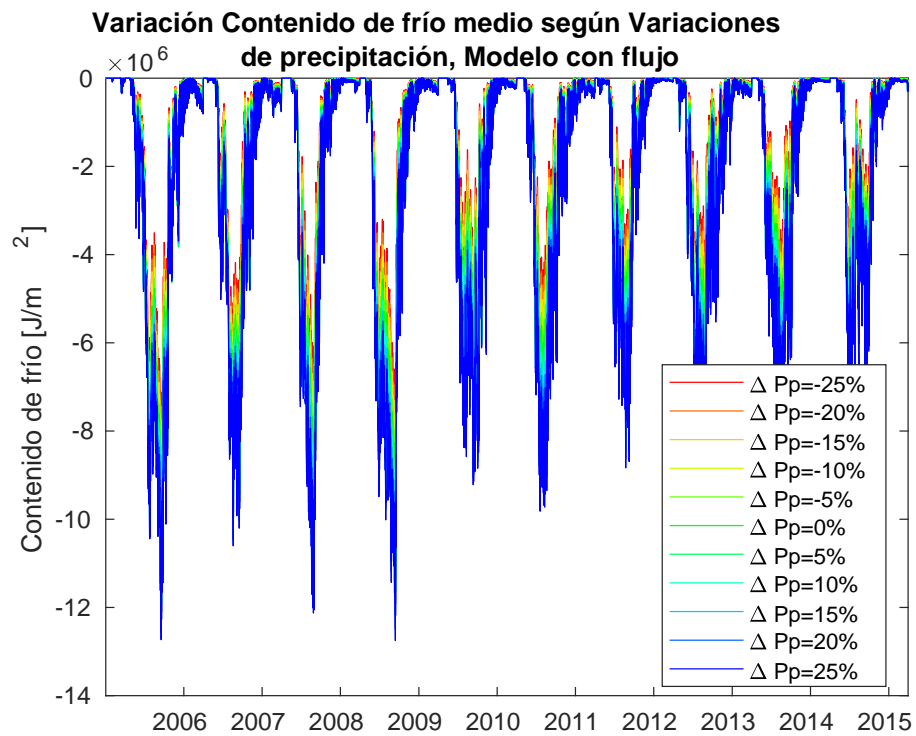


Figura D.12: Variaciones medias del contenido de frío al variar la precipitación, Modelo con flujo de hielo

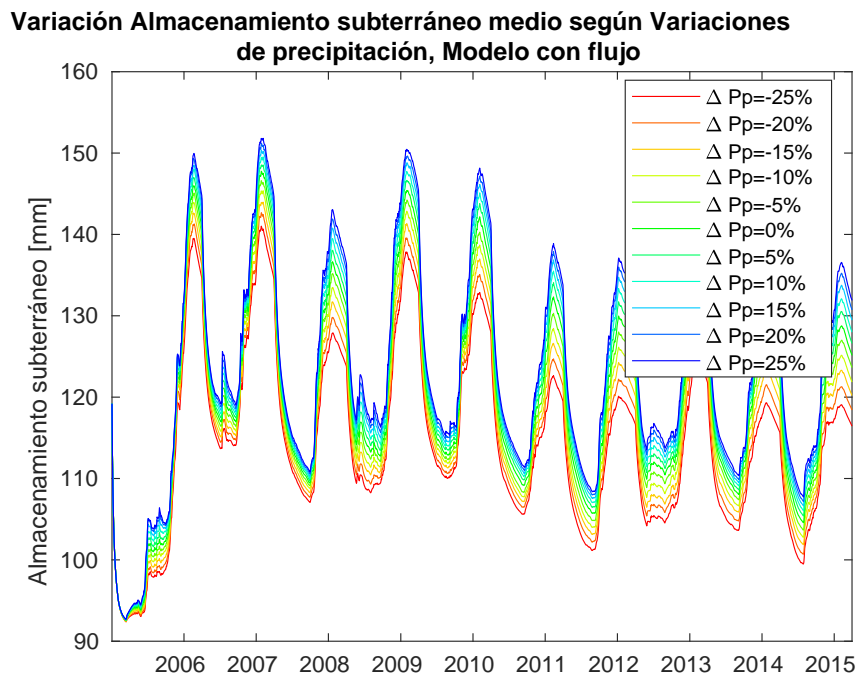


Figura D.13: Variaciones medias del almacenamiento subterráneo al variar la precipitación, Modelo con flujo de hielo

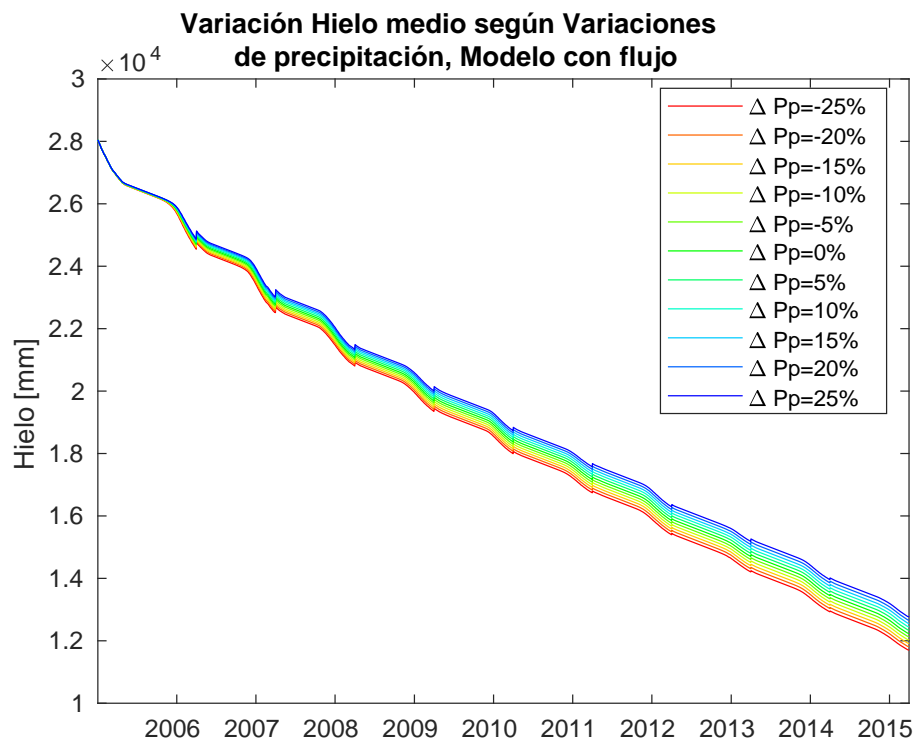


Figura D.14: Variaciones medias de la cantidad de hielo al variar la precipitación, Modelo con flujo de hielo

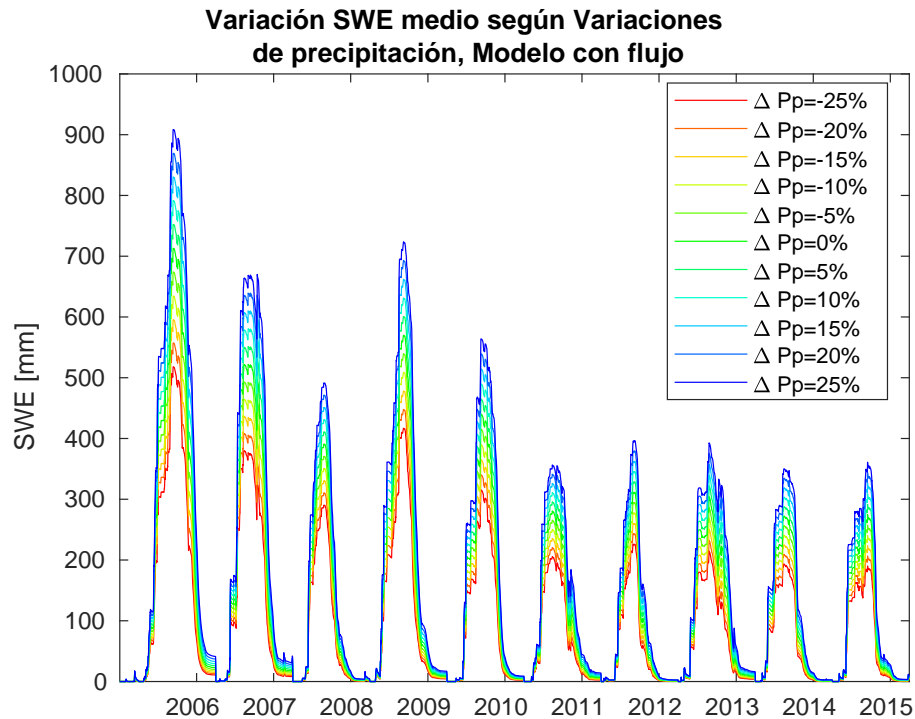


Figura D.15: Variaciones medias del equivalente de nieve en agua al variar la precipitación, Modelo con flujo de hielo

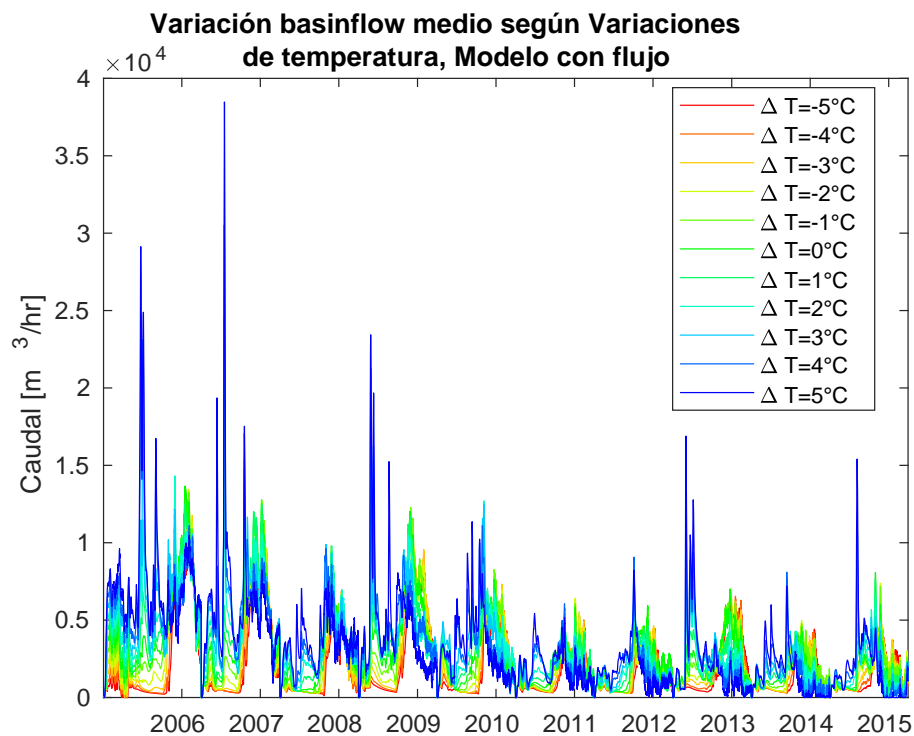


Figura D.16: Variaciones medias del flujo superficial al variar la temperatura, Modelo con flujo de hielo

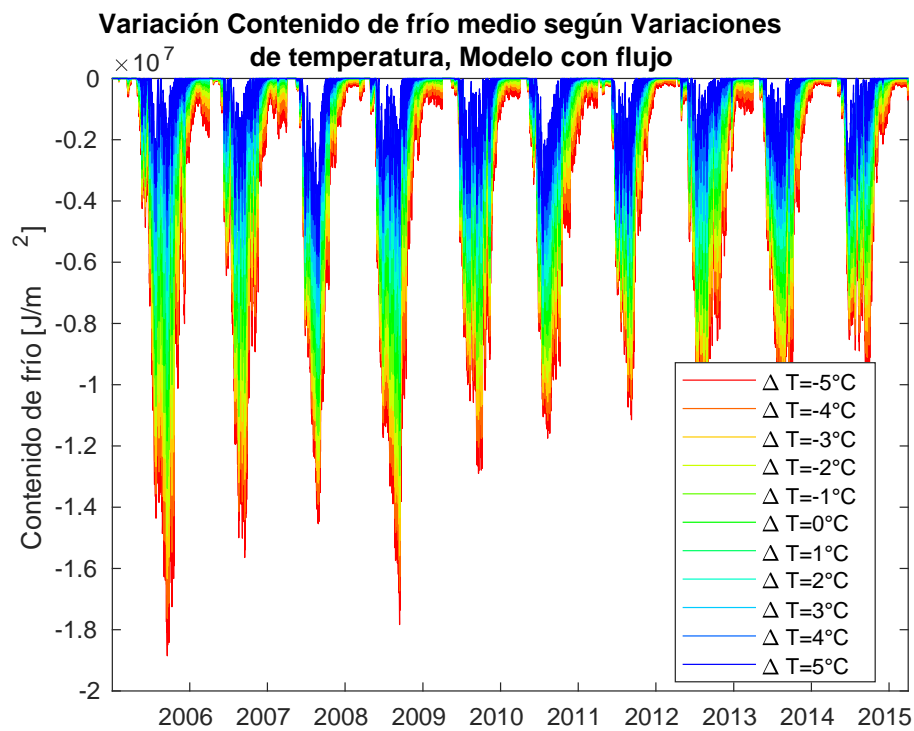


Figura D.17: Variaciones medias del contenido de frío al variar la temperatura, Modelo con flujo de hielo

Variación Almacenamiento subterráneo medio según Variaciones de temperatura, Modelo con flujo

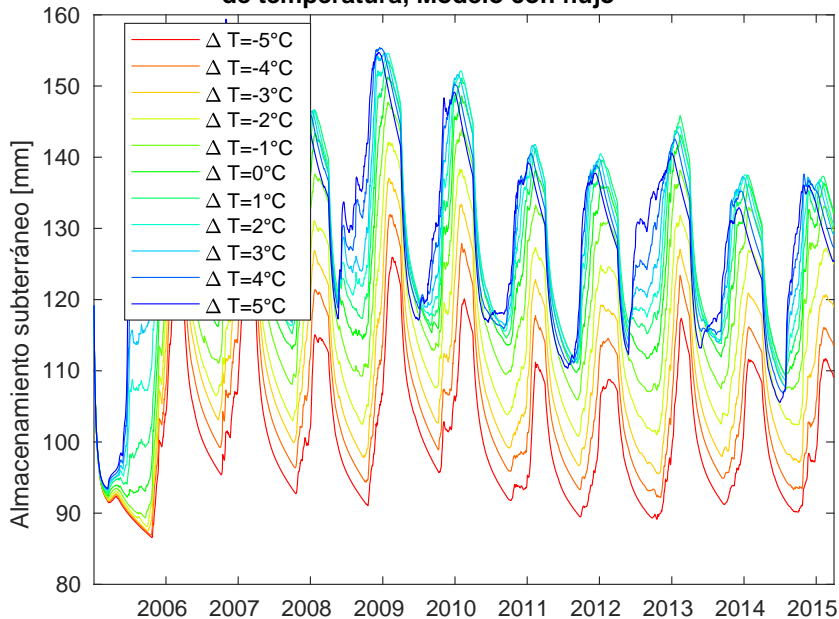


Figura D.18: Variaciones medias del almacenamiento subterráneo al variar la temperatura, Modelo con flujo de hielo

Variación Hielo medio según Variaciones de temperatura, Modelo con flujo

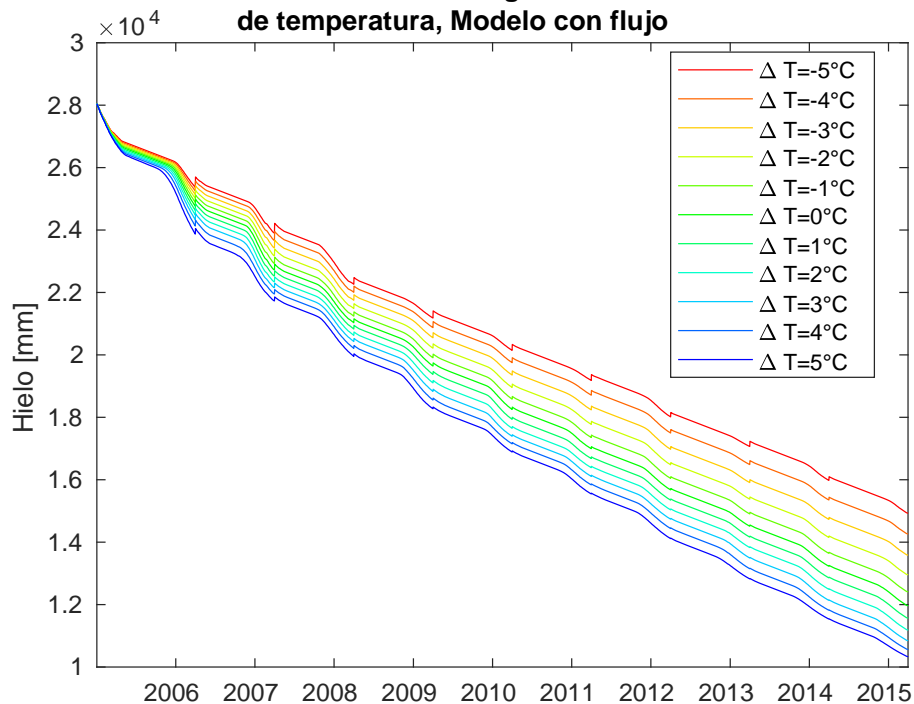


Figura D.19: Variaciones medias de la cantidad de hielo al variar la temperatura, Modelo con flujo de hielo

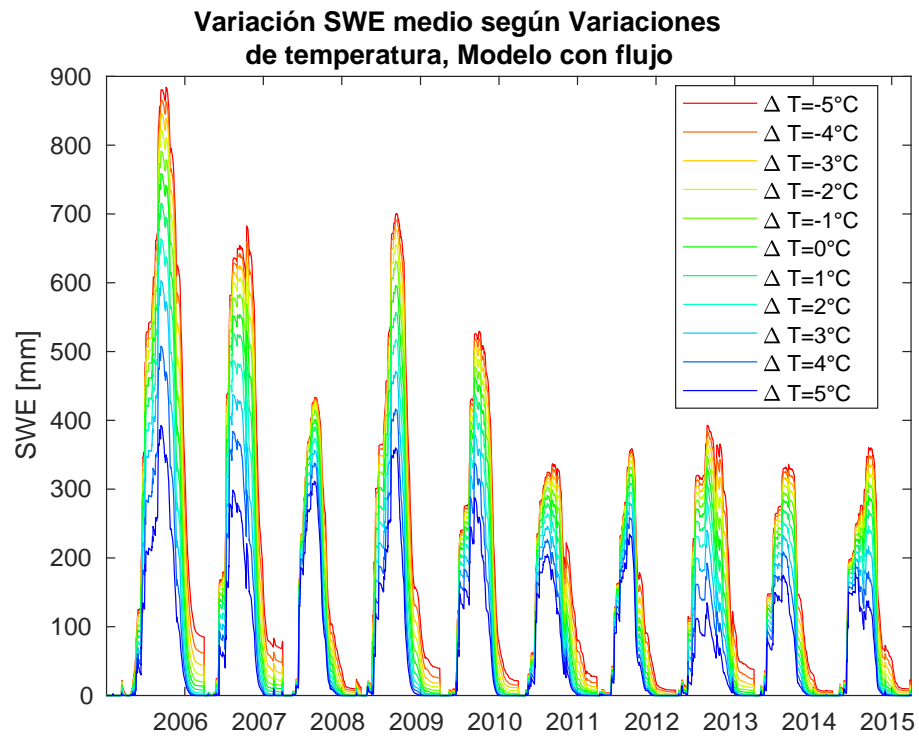


Figura D.20: Variaciones medias del equivalente de nieve en agua al variar la temperatura, Modelo con flujo de hielo

Modelo sin flujo de hielo

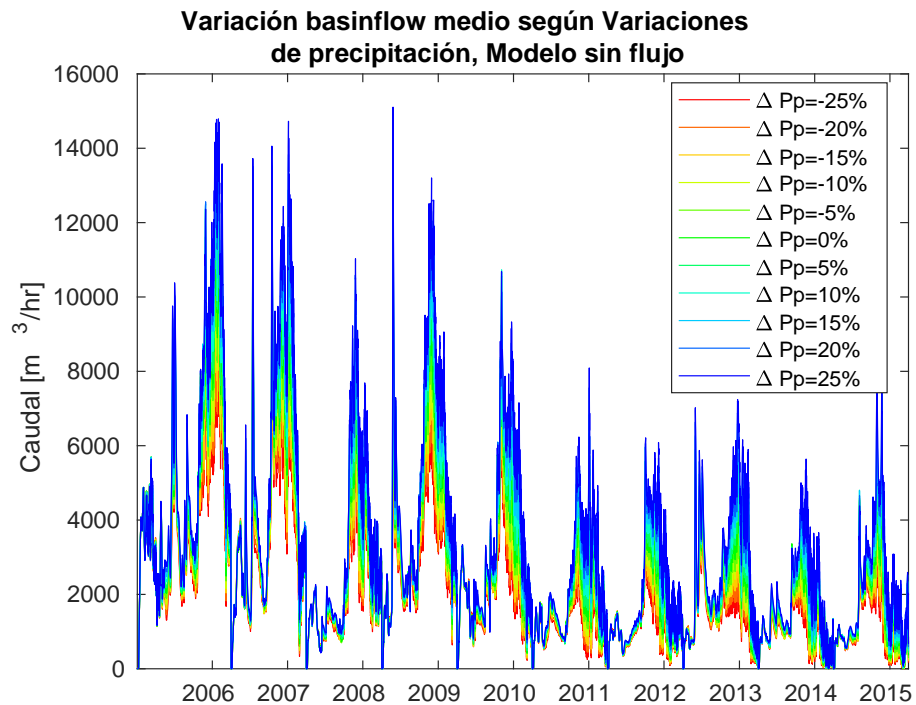


Figura D.21: Variaciones medias del flujo superficial al variar la precipitación, Modelo sin flujo de hielo

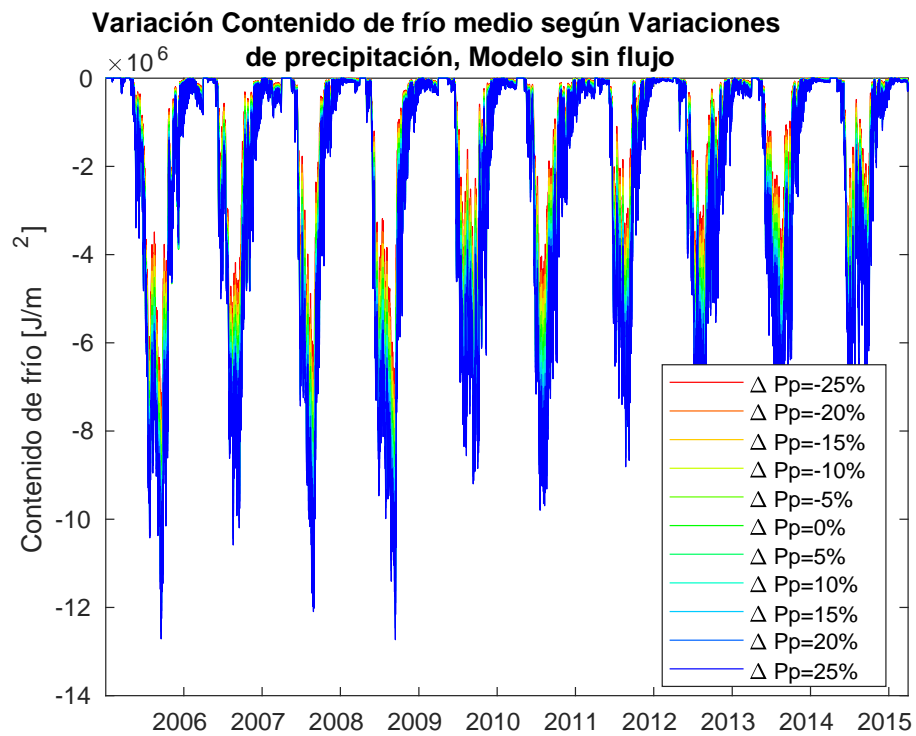


Figura D.22: Variaciones medias del contenido de frío al variar la precipitación, Modelo sin flujo de hielo

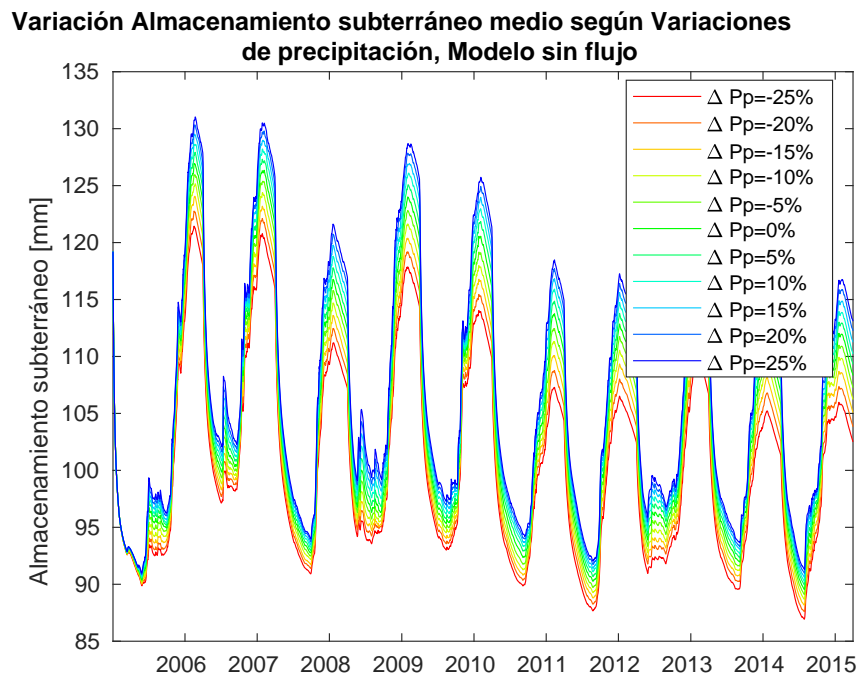


Figura D.23: Variaciones medias del almacenamiento subterráneo al variar la precipitación, Modelo sin flujo de hielo

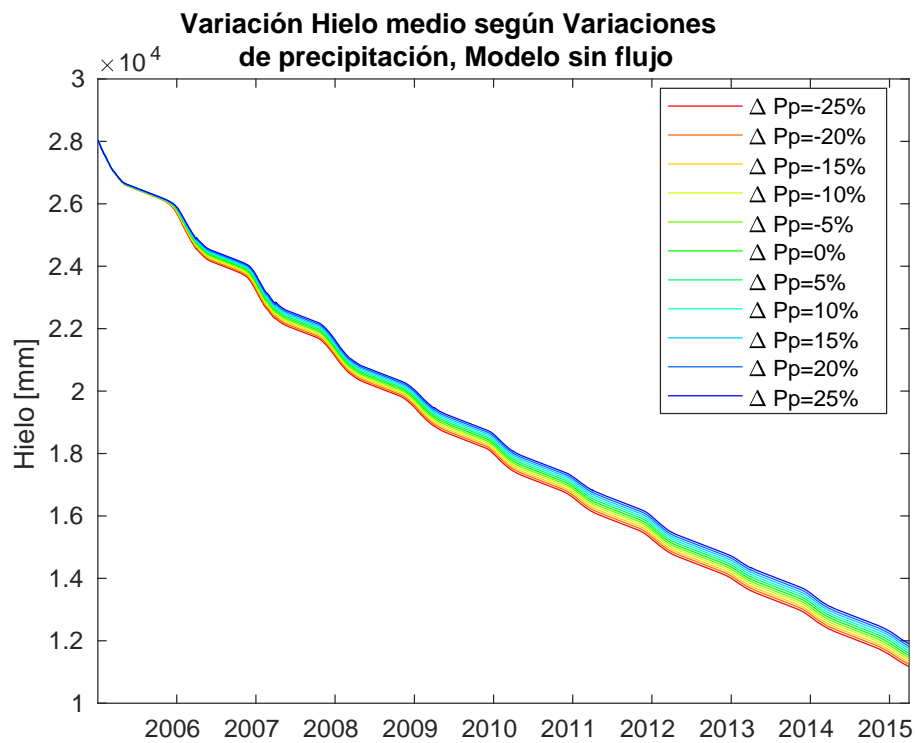


Figura D.24: Variaciones medias de la cantidad de hielo al variar la precipitación, Modelo sin flujo de hielo

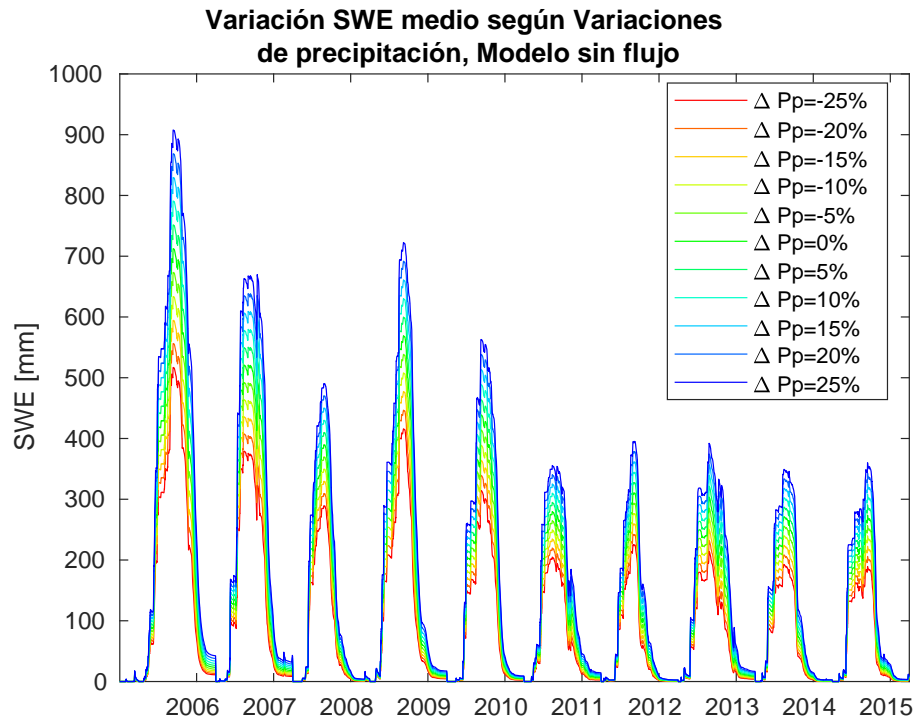


Figura D.25: Variaciones medias del equivalente de nieve en agua al variar la precipitación, Modelo sin flujo de hielo

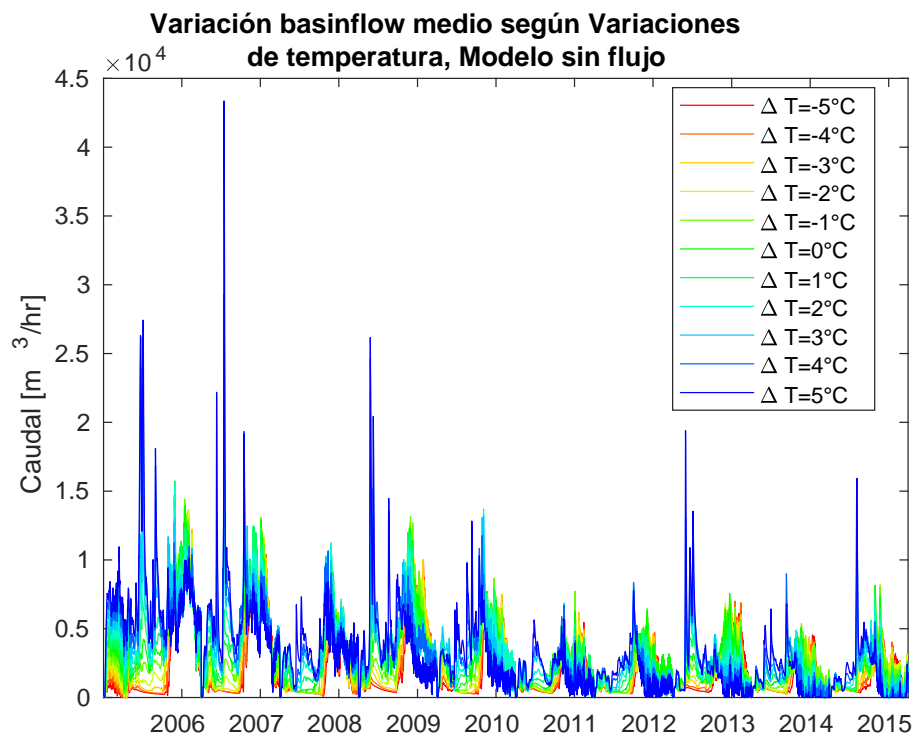


Figura D.26: Variaciones medias del flujo superficial al variar la temperatura, Modelo sin flujo de hielo

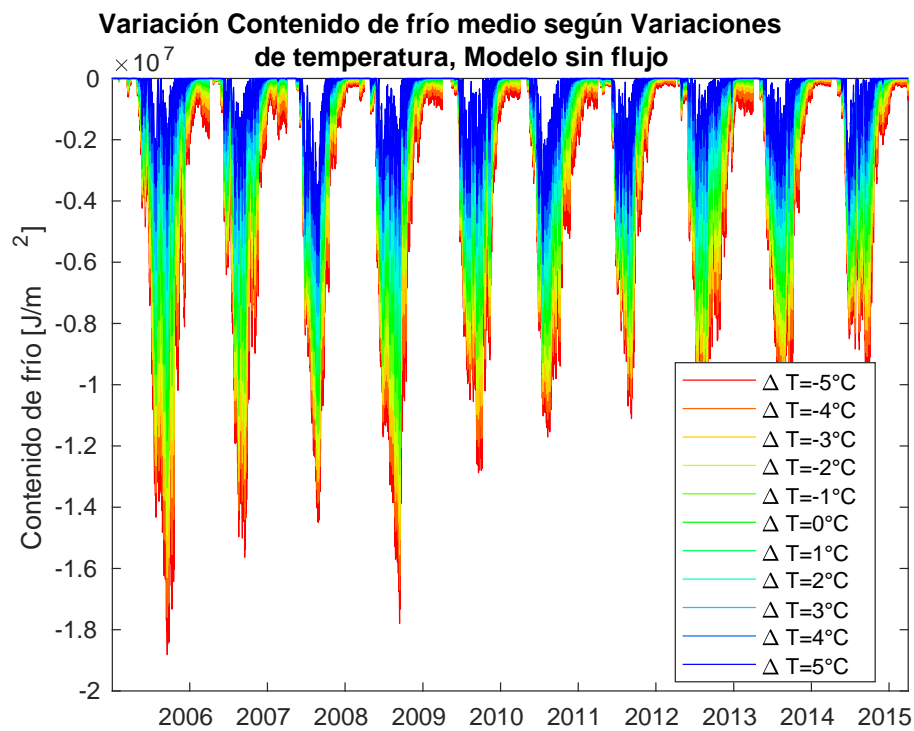


Figura D.27: Variaciones medias del contenido de frío al variar la temperatura, Modelo sin flujo de hielo

Variación Almacenamiento subterráneo medio según Variaciones de temperatura, Modelo sin flujo

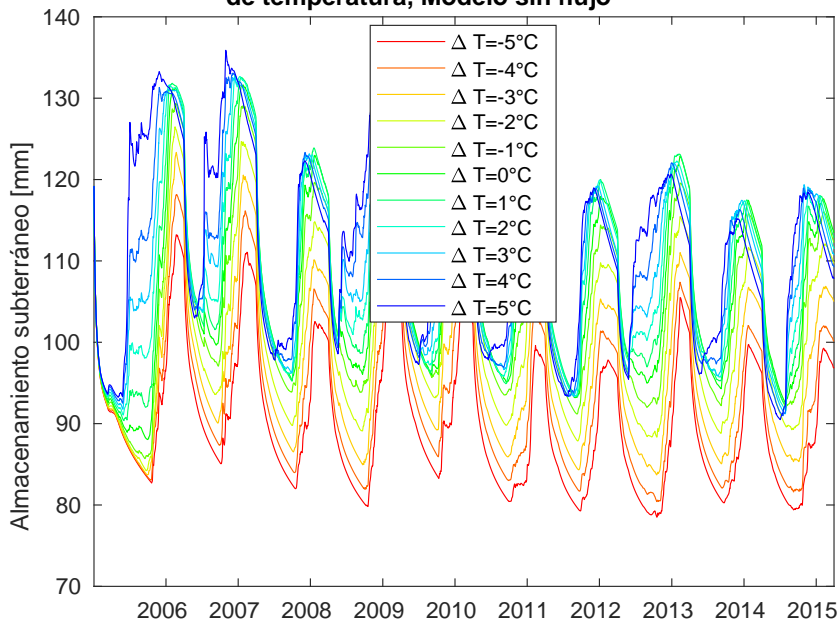


Figura D.28: Variaciones medias del almacenamiento subterráneo al variar la temperatura, Modelo sin flujo de hielo

Variación Hielo medio según Variaciones de temperatura, Modelo sin flujo

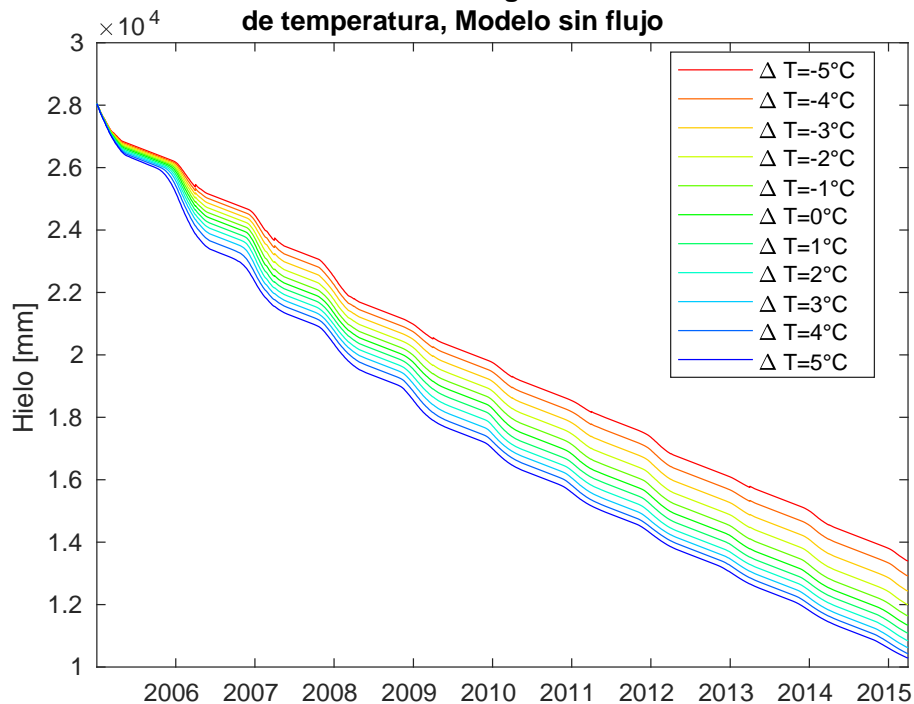


Figura D.29: Variaciones medias de la cantidad de hielo al variar la temperatura, Modelo sin flujo de hielo

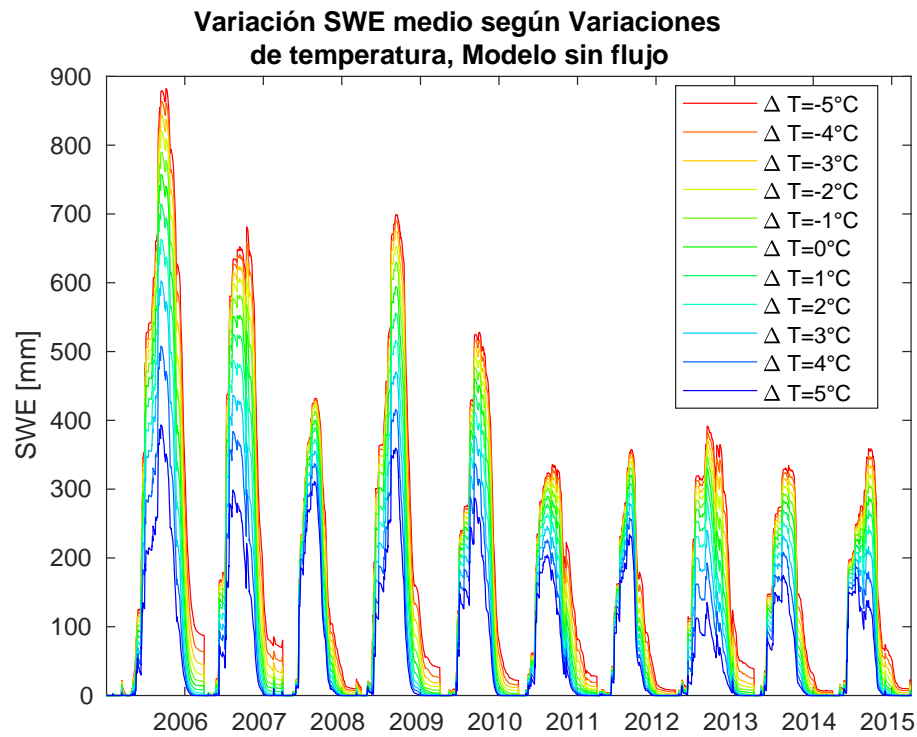


Figura D.30: Variaciones medias del equivalente de nieve en agua al variar la temperatura, Modelo sin flujo de hielo

Modelo DEB

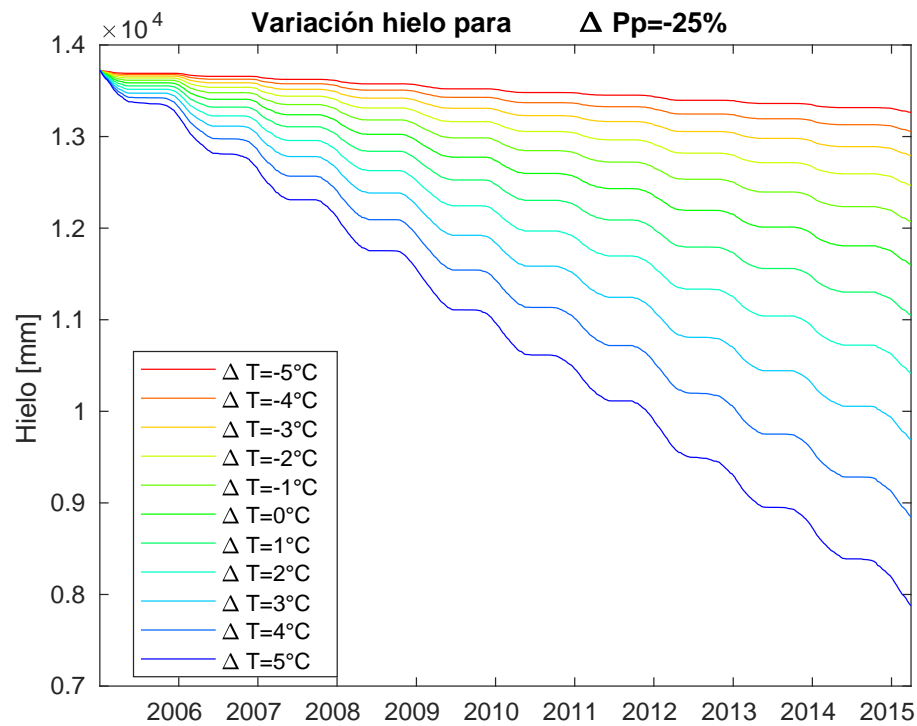


Figura D.31: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con una disminución de 25% en la precipitación.

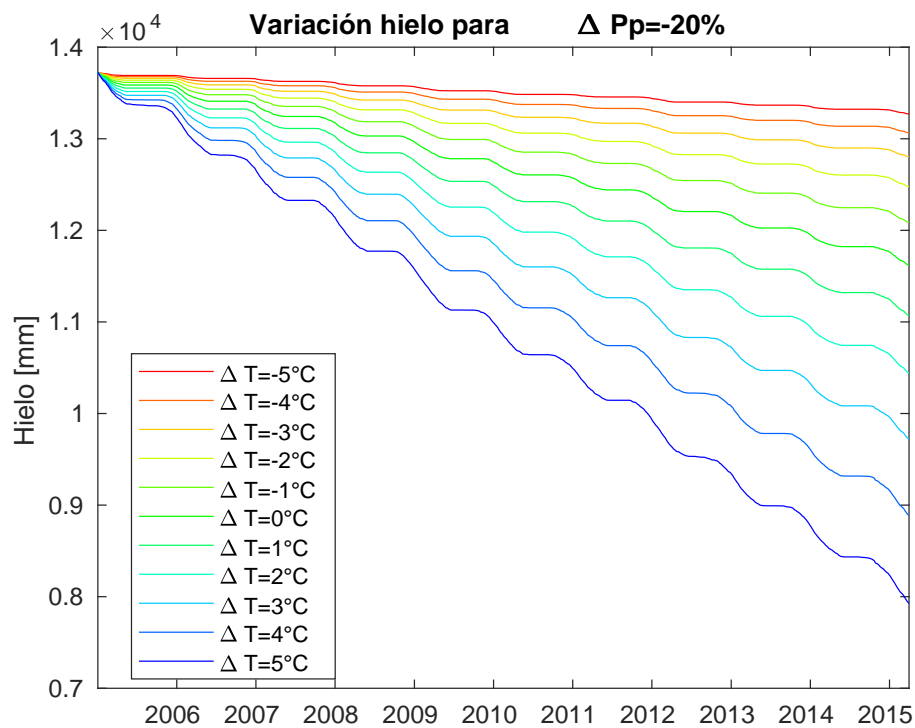


Figura D.32: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con una disminución de 20 % en la precipitación.

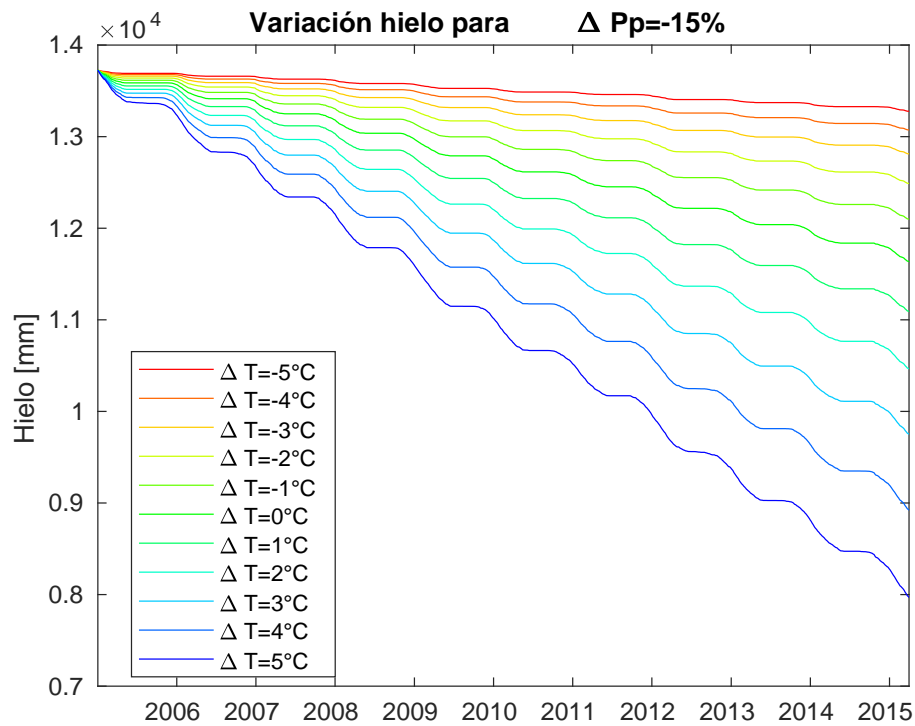


Figura D.33: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con una disminución de 15 % en la precipitación.

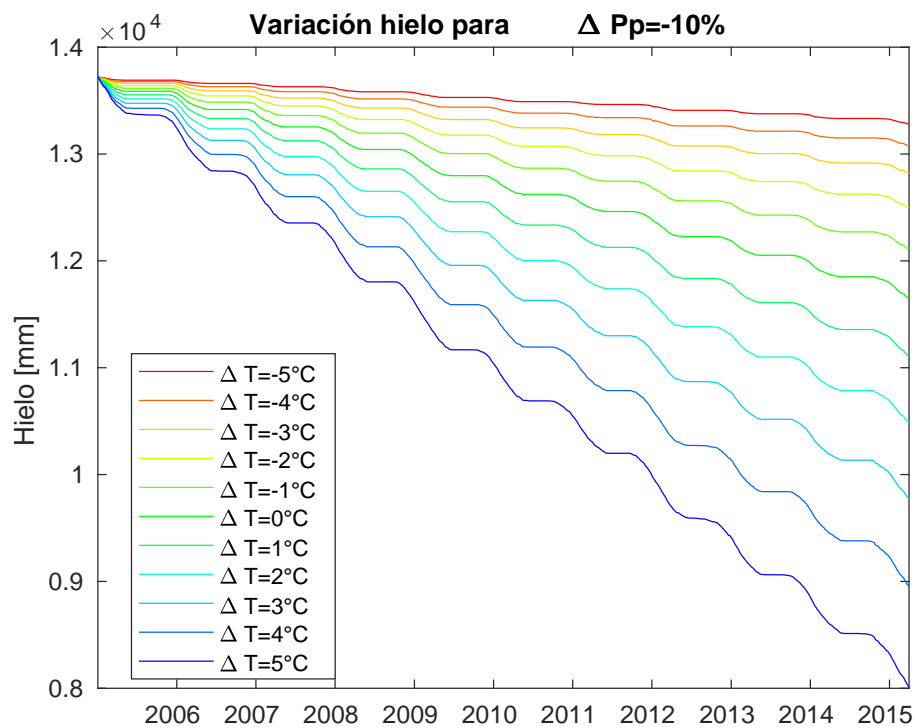


Figura D.34: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con una disminución de 10 % en la precipitación.

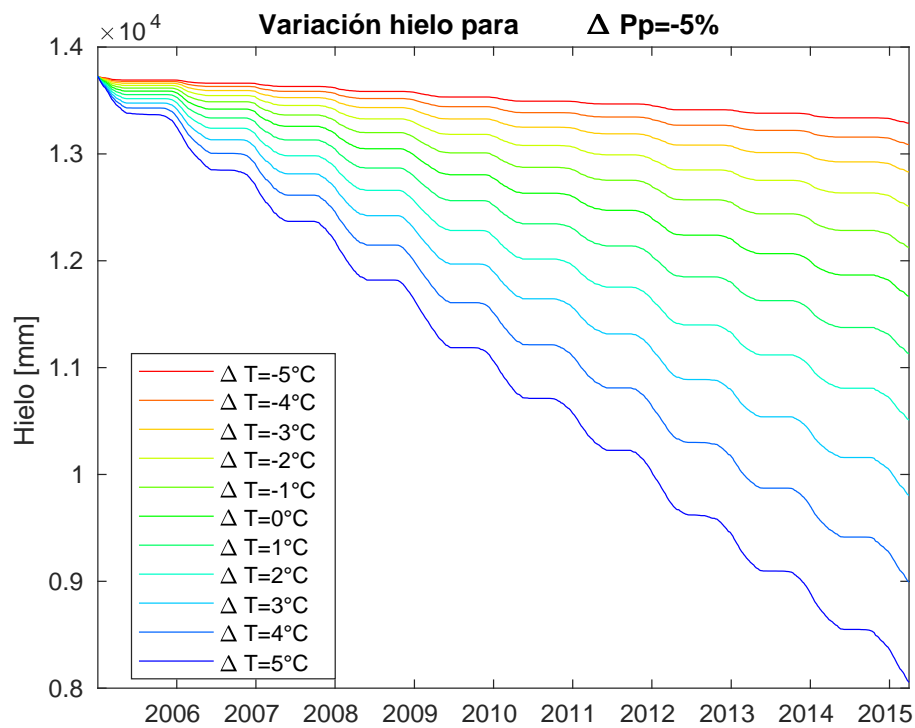


Figura D.35: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con una disminución de 5 % en la precipitación.

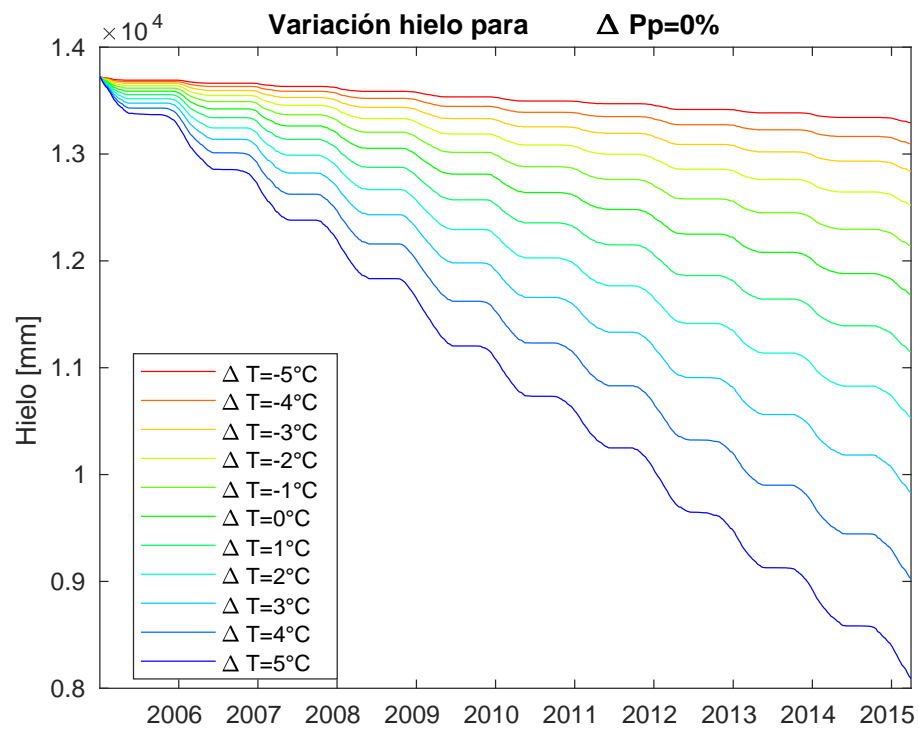


Figura D.36: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura.

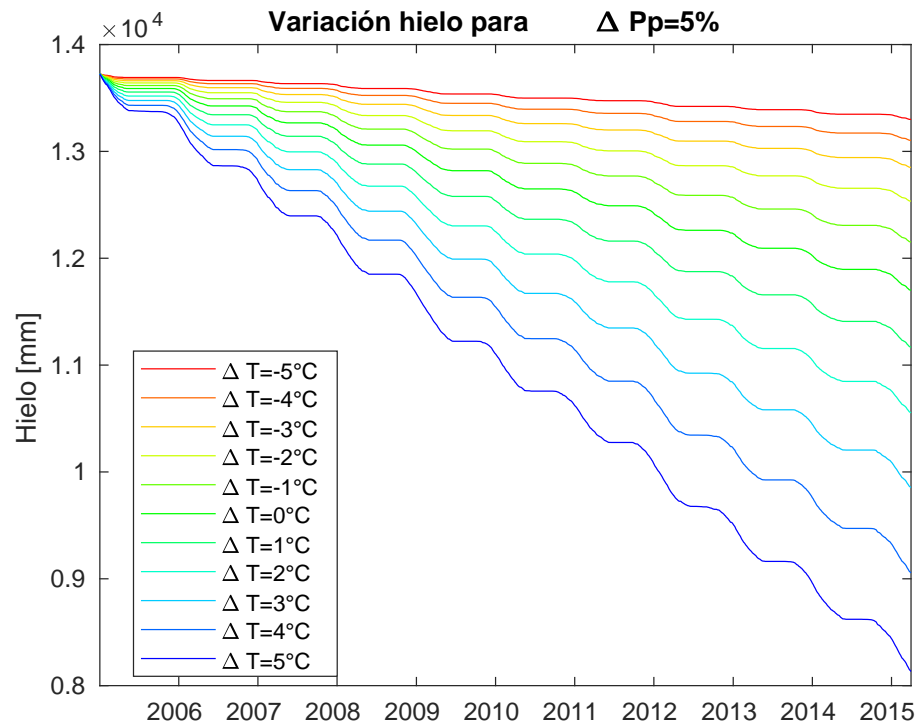


Figura D.37: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con un aumento de 5% en la precipitación.

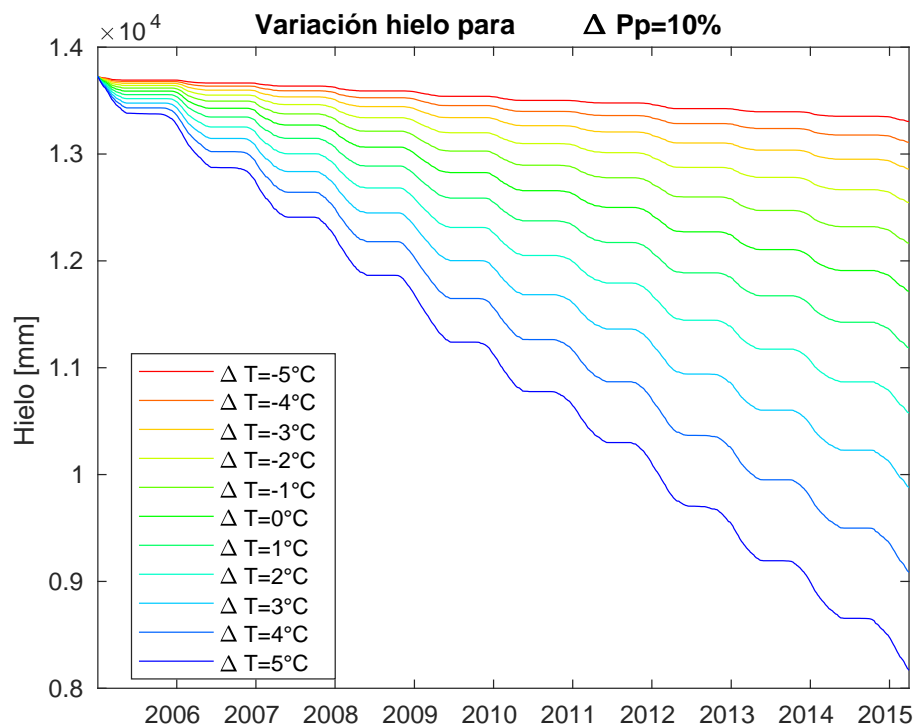


Figura D.38: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con un aumento de 10 % en la precipitación.

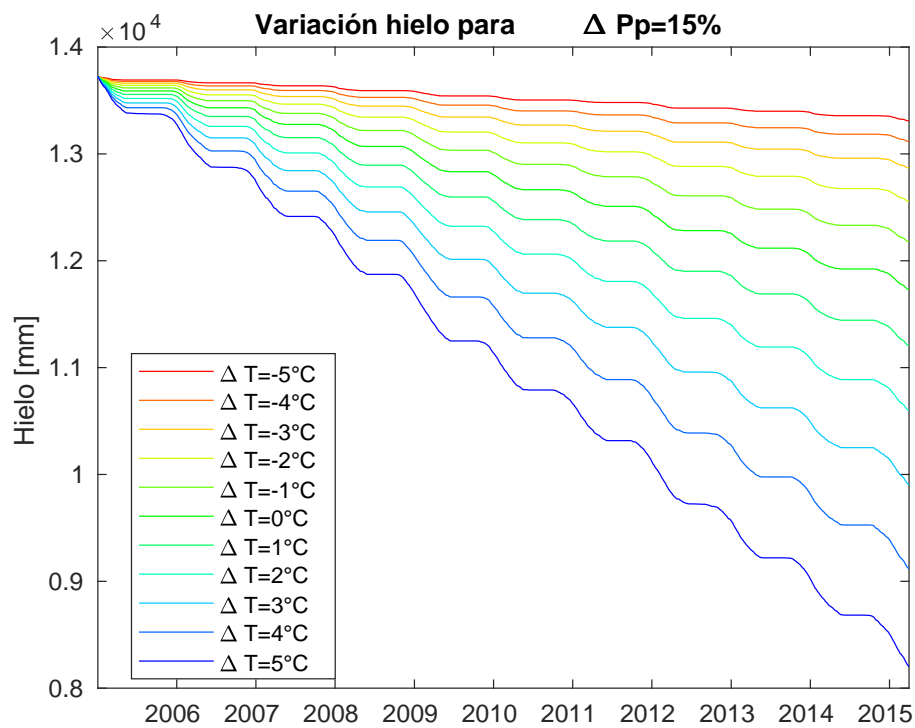


Figura D.39: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con un aumento de 15 % en la precipitación.

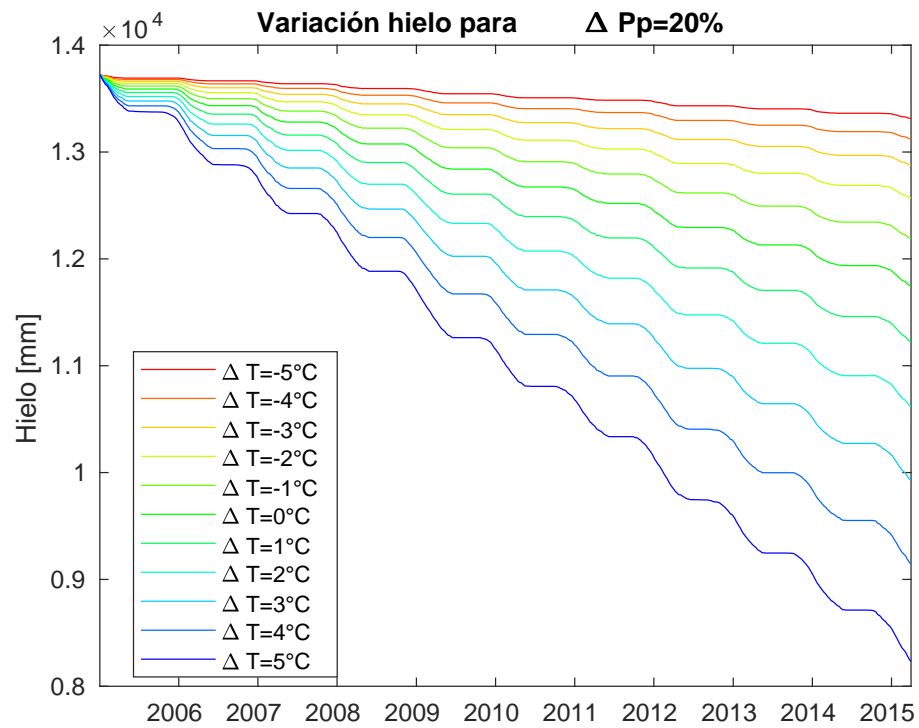


Figura D.40: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con un aumento de 20 % en la precipitación.

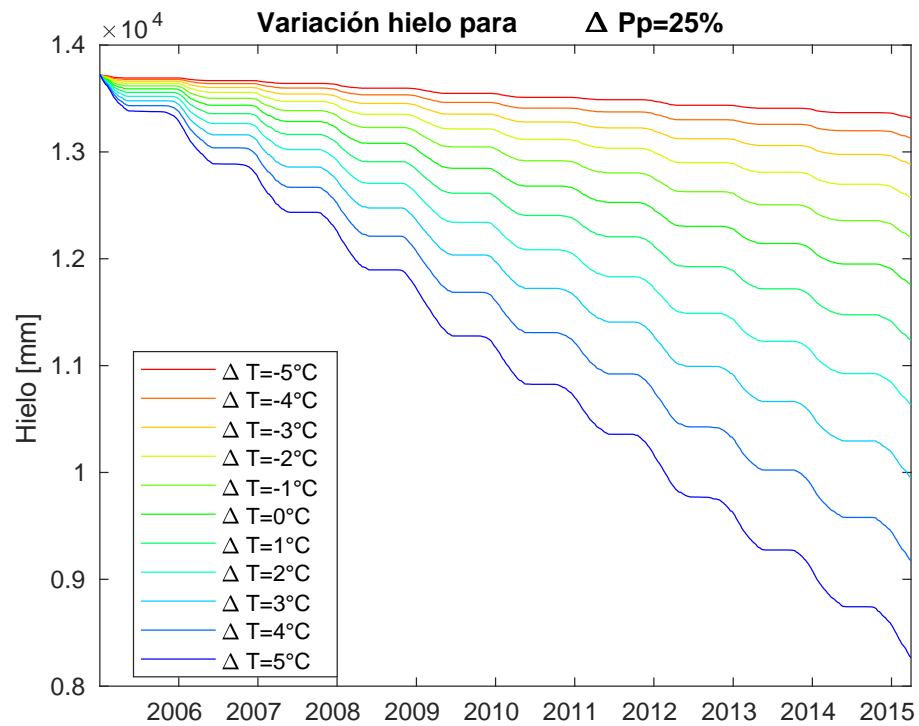


Figura D.41: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la temperatura, con un aumento de 25 % en la precipitación.

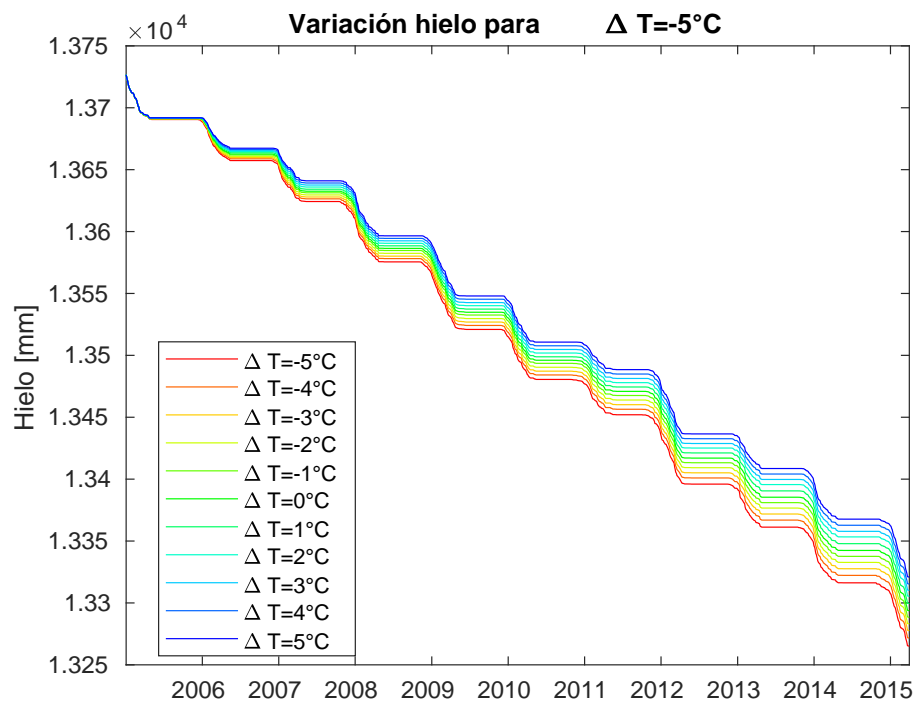


Figura D.42: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con una disminución de 5 [°C] en la temperatura.

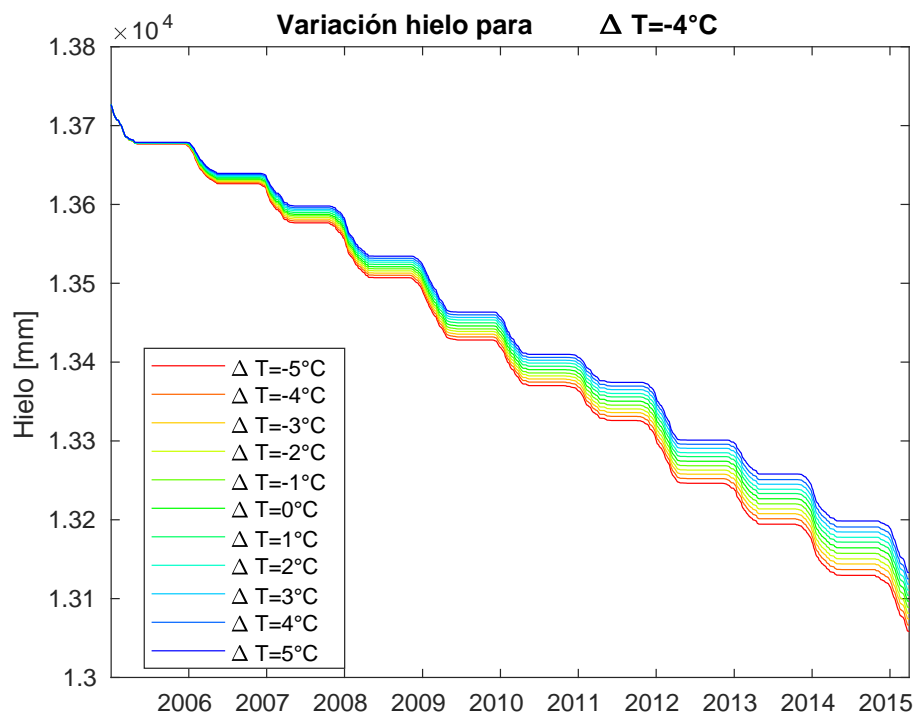


Figura D.43: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con una disminución de 4 [°C] en la temperatura.

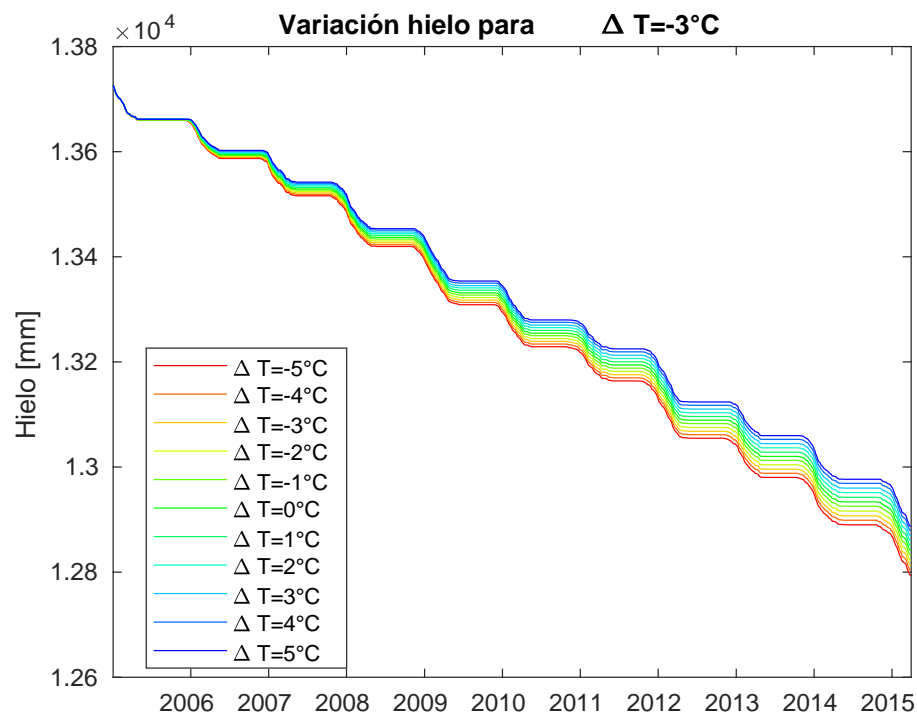


Figura D.44: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con una disminución de 3 [°C] en la temperatura.

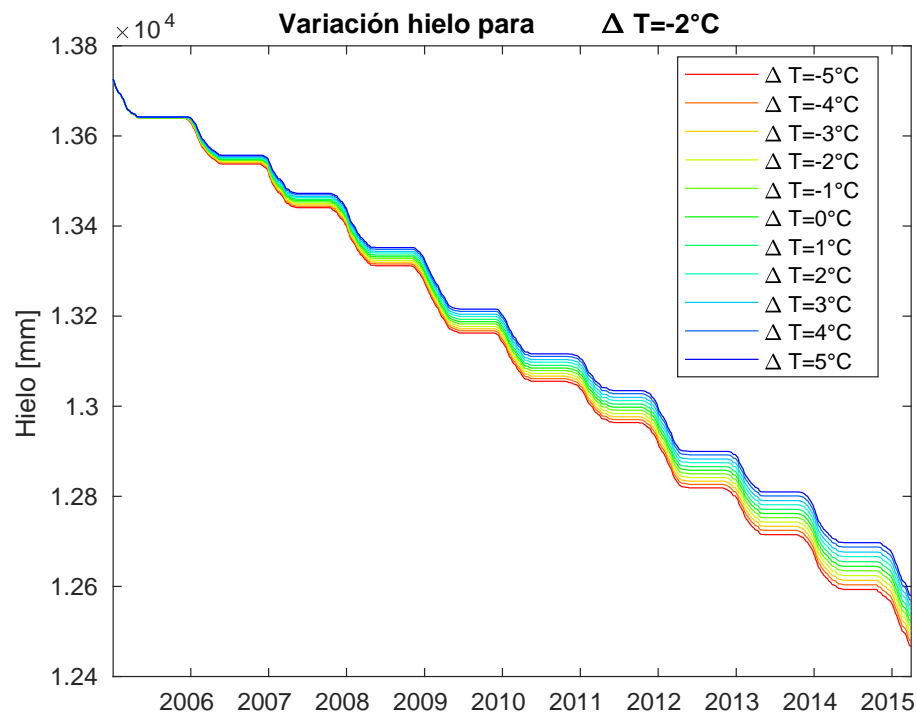


Figura D.45: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con una disminución de 2 [°C] en la temperatura.

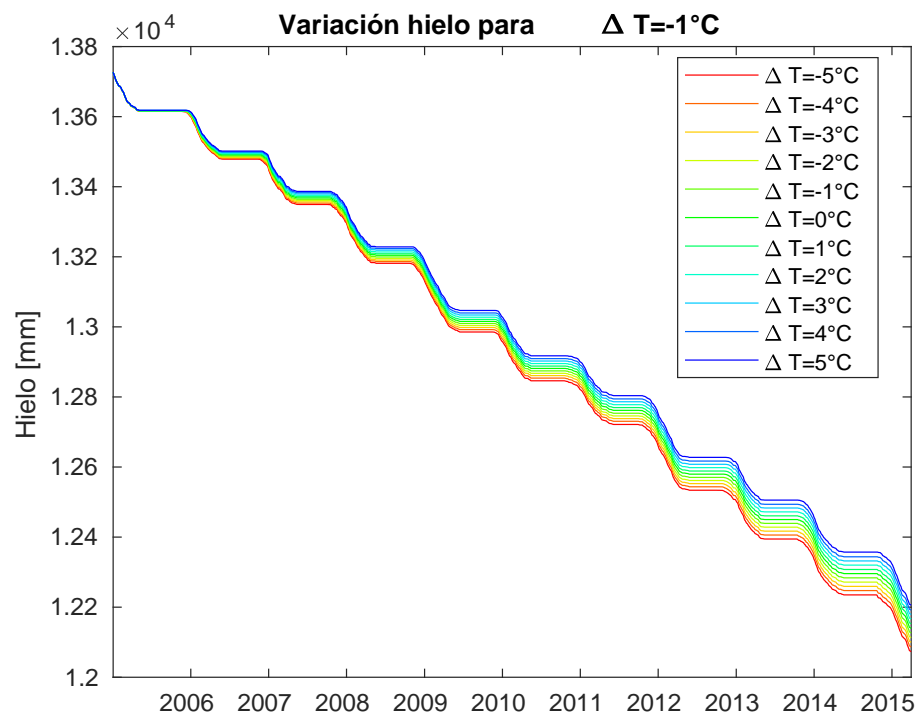


Figura D.46: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con una disminución de 1 [°C] en la temperatura.

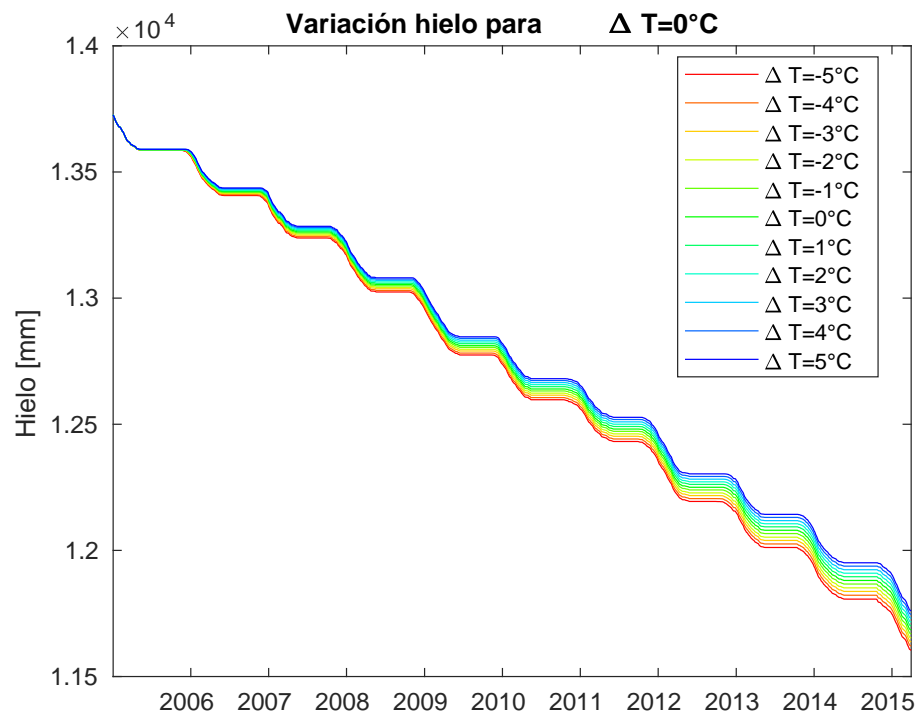


Figura D.47: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación.

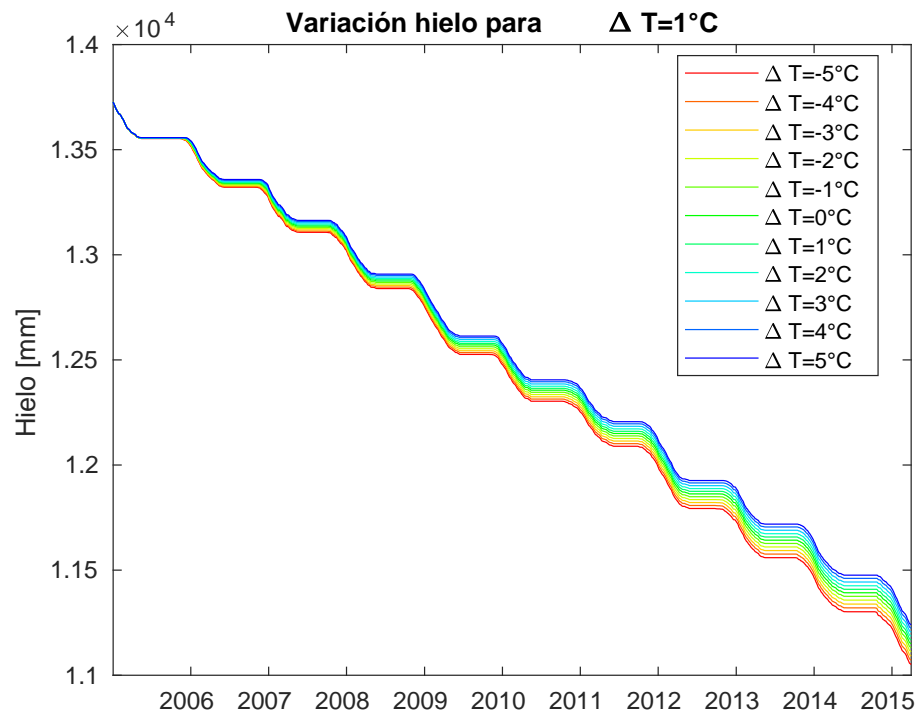


Figura D.48: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con un aumento de 1 [°C] en la temperatura.

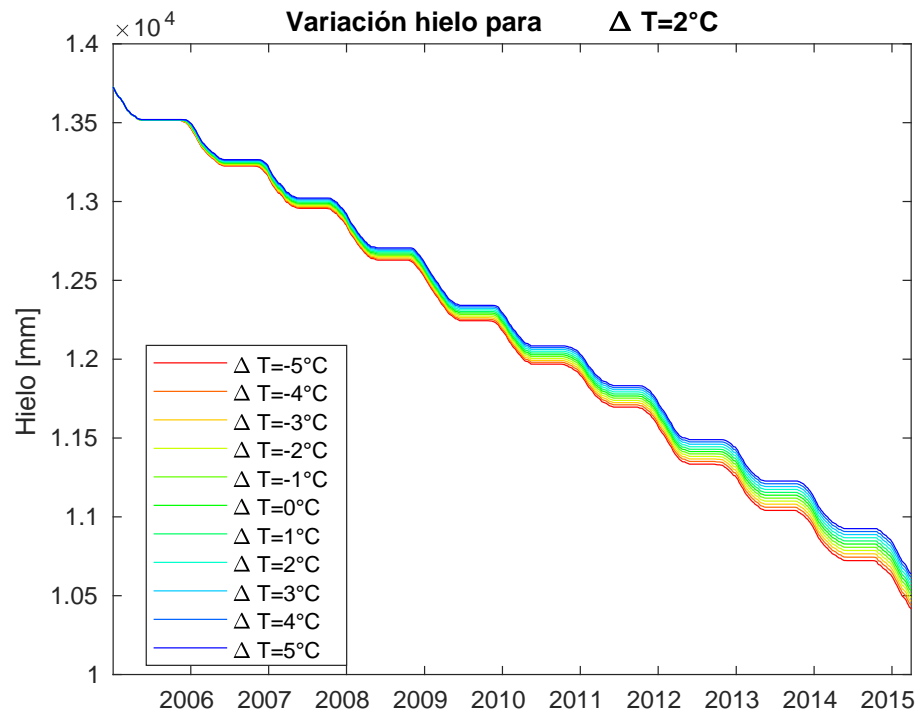


Figura D.49: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con un aumento de 2 [°C] en la temperatura.

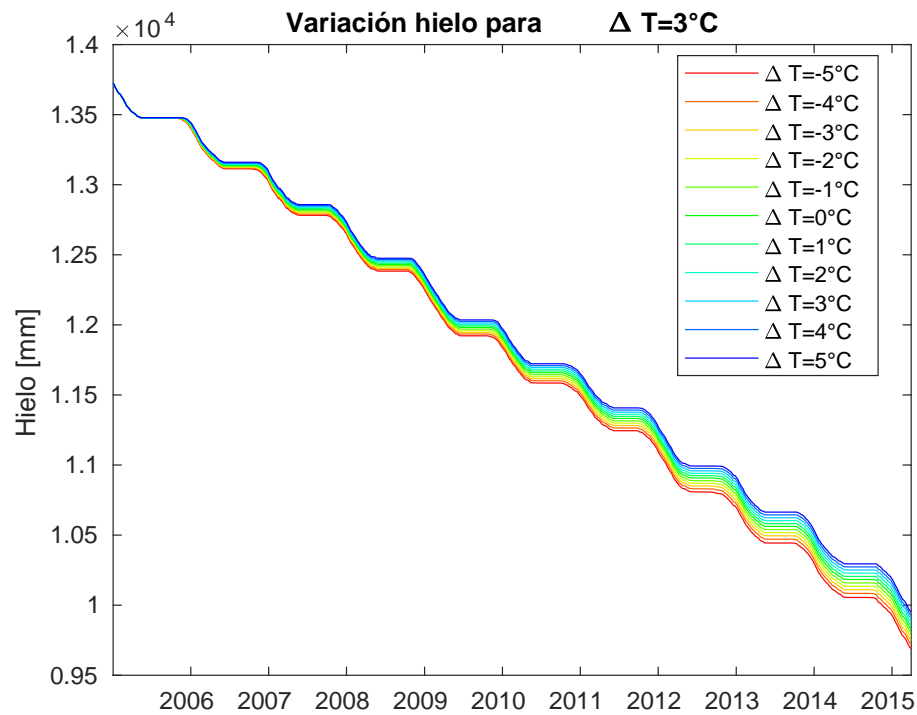


Figura D.50: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con un aumento de 3 [°C] en la temperatura.

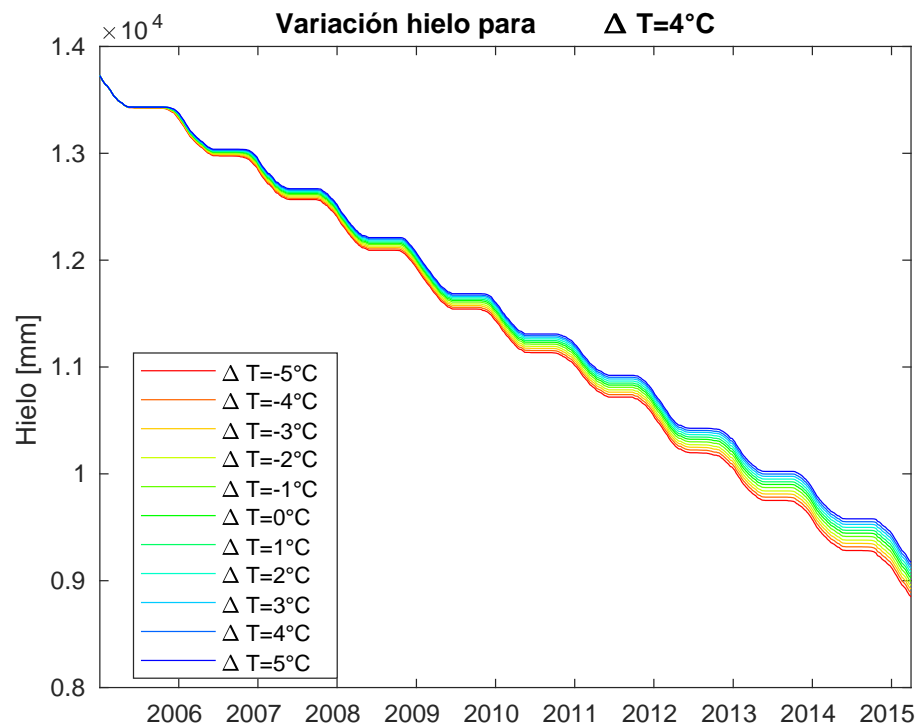


Figura D.51: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con un aumento de 4 [°C] en la temperatura.

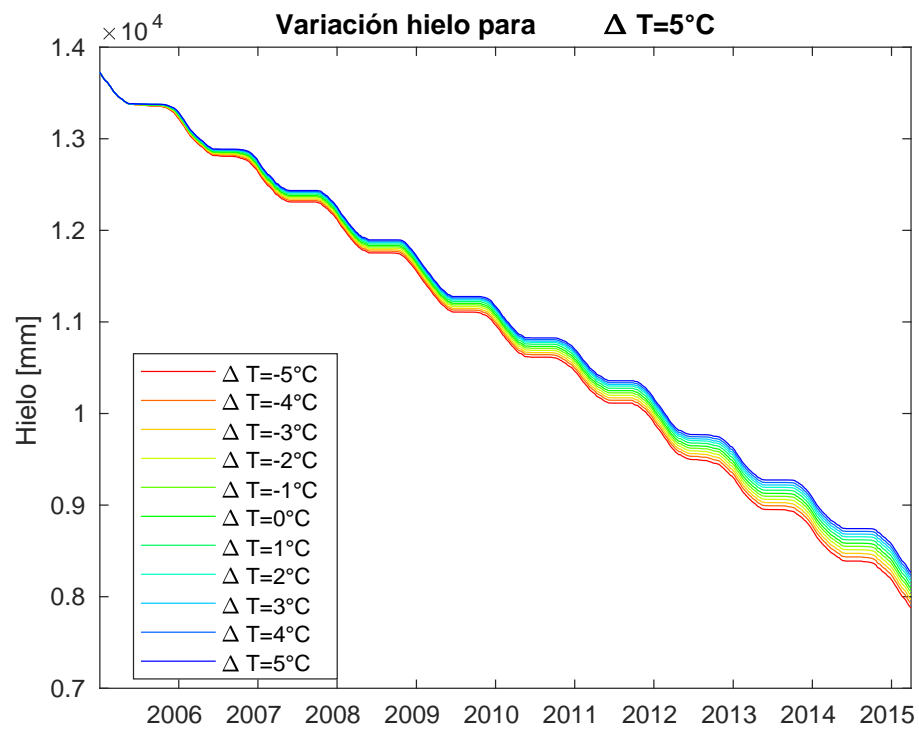


Figura D.52: Variaciones del modelo para glaciares cubiertos/rocosos al variar la precipitación, con un aumento de 5 [°C] en la temperatura.

Respuestas a Variaciones de Parámetros

Anexo E

Modelo Original

Tabla E.1: Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo Original

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	94.002 %	97.120 %	100.000 %	102.275 %	104.166 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.086 %	100.043 %	100.000 %	99.961 %	99.922 %
ssrKstorage	100.171 %	100.083 %	100.000 %	99.923 %	99.845 %
hru_T_g	99.984 %	99.884 %	100.000 %	99.728 %	99.890 %
max_h2o_vol	100.130 %	100.087 %	100.000 %	99.879 %	99.546 %
z_0	100.066 %	99.926 %	100.000 %	99.818 %	99.078 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.153 %	100.098 %	100.000 %	99.842 %	99.670 %
ice_Albedo	99.931 %	99.972 %	100.000 %	100.050 %	100.053 %
a1	100.032 %	100.078 %	100.000 %	98.993 %	99.731 %
a2	100.020 %	99.945 %	100.000 %	100.028 %	99.826 %
Albedo_Bare	97.414 %	98.711 %	100.000 %	101.305 %	102.397 %
amax	101.908 %	100.637 %	100.000 %	100.070 %	100.707 %
amin	113.768 %	107.218 %	100.000 %	93.504 %	91.348 %
smin	99.482 %	99.647 %	100.000 %	100.093 %	100.126 %

Tabla E.2: Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo Original

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.144 %	100.069 %	100.000 %	99.936 %	99.874 %
max_h2o_vol	99.840 %	99.931 %	100.000 %	100.063 %	100.121 %
z_0	100.026 %	100.013 %	100.000 %	99.999 %	100.000 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.016 %	100.009 %	100.000 %	99.993 %	99.986 %
ice_Albedo	99.928 %	99.981 %	100.000 %	100.003 %	100.005 %
a1	98.009 %	99.001 %	100.000 %	100.986 %	101.950 %
a2	99.735 %	99.876 %	100.000 %	100.109 %	100.211 %
Albedo_Bare	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
amax	86.711 %	93.847 %	100.000 %	109.318 %	121.039 %
amin	82.374 %	89.052 %	100.000 %	117.855 %	143.884 %
smin	101.228 %	100.585 %	100.000 %	99.471 %	98.980 %

Tabla E.3: Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo Original

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	102.928 %	101.377 %	100.000 %	98.749 %	97.608 %
gwKstorage	100.086 %	100.046 %	100.000 %	99.952 %	99.905 %
runKstorage	100.002 %	100.001 %	100.000 %	99.999 %	99.998 %
ssrKstorage	100.042 %	100.021 %	100.000 %	99.979 %	99.959 %
hru_T_g	100.121 %	100.055 %	100.000 %	99.921 %	99.859 %
max_h2o_vol	100.030 %	100.002 %	100.000 %	99.975 %	99.930 %
z_0	100.087 %	100.051 %	100.000 %	99.941 %	99.887 %
gw_max	89.680 %	94.956 %	100.000 %	104.837 %	109.498 %
icestorage	100.003 %	100.001 %	100.000 %	99.999 %	99.996 %
ice_Albedo	99.985 %	100.001 %	100.000 %	99.998 %	99.997 %
a1	100.016 %	99.988 %	100.000 %	99.990 %	99.977 %
a2	100.003 %	100.004 %	100.000 %	99.988 %	99.975 %
Albedo_Bare	99.965 %	99.982 %	100.000 %	100.022 %	100.045 %
amax	100.400 %	100.033 %	100.000 %	99.714 %	99.688 %
amin	99.771 %	100.360 %	100.000 %	95.568 %	93.087 %
smin	99.895 %	99.949 %	100.000 %	100.004 %	100.024 %

Tabla E.4: Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo Original

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.057 %	100.031 %	100.000 %	99.981 %	99.943 %
max_h2o_vol	99.790 %	99.896 %	100.000 %	100.084 %	100.195 %
z_0	99.953 %	99.990 %	100.000 %	100.023 %	100.034 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.014 %	100.005 %	100.000 %	99.994 %	99.970 %
ice_Albedo	99.039 %	99.639 %	100.000 %	100.749 %	101.482 %
a1	99.564 %	99.796 %	100.000 %	100.210 %	100.386 %
a2	99.759 %	99.882 %	100.000 %	100.115 %	100.263 %
Albedo_Bare	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.001 %	100.001 %
amax	97.376 %	98.536 %	100.000 %	101.497 %	102.948 %
amin	87.957 %	92.426 %	100.000 %	107.576 %	113.767 %
smin	100.535 %	100.237 %	100.000 %	99.773 %	99.533 %

Tabla E.5: Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo Original

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.300 %	100.141 %	100.000 %	99.876 %	99.764 %
max_h2o_vol	99.340 %	99.685 %	100.000 %	100.308 %	100.601 %
z_0	100.018 %	100.010 %	100.000 %	99.997 %	99.993 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.015 %	100.008 %	100.000 %	99.992 %	99.985 %
ice_Albedo	99.906 %	99.978 %	100.000 %	100.004 %	100.006 %
a1	98.951 %	99.478 %	100.000 %	100.502 %	100.961 %
a2	99.696 %	99.856 %	100.000 %	100.128 %	100.248 %
Albedo_Bare	99.999 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.001 %
amax	89.645 %	96.133 %	100.000 %	104.849 %	109.958 %
amin	79.962 %	87.931 %	100.000 %	116.526 %	133.378 %
smin	100.839 %	100.398 %	100.000 %	99.634 %	99.299 %

Modelo con flujo de hielo

Tabla E.6: Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo con flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	104.158 %	103.202 %	100.000 %	96.599 %	93.469 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.185 %	100.092 %	100.000 %	99.909 %	99.818 %
ssrKstorage	100.317 %	100.168 %	100.000 %	99.811 %	99.600 %
hru_T_g	99.835 %	99.890 %	100.000 %	100.178 %	100.285 %
max_h2o_vol	100.164 %	100.104 %	100.000 %	99.704 %	99.433 %
z_0	99.973 %	99.835 %	100.000 %	99.850 %	99.540 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.059 %	100.058 %	100.000 %	99.858 %	99.619 %
ice_Albedo	99.883 %	99.975 %	100.000 %	100.024 %	100.011 %
a1	100.151 %	99.990 %	100.000 %	99.897 %	99.811 %
a2	99.682 %	99.951 %	100.000 %	99.940 %	99.971 %
Albedo_Bare	97.534 %	98.755 %	100.000 %	101.228 %	102.342 %
amax	102.954 %	98.827 %	100.000 %	99.877 %	100.422 %
amin	116.545 %	109.056 %	100.000 %	87.498 %	77.380 %
smin	99.639 %	99.707 %	100.000 %	99.873 %	100.039 %

Tabla E.7: Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo con flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.107 %	100.046 %	100.000 %	99.968 %	99.946 %
max_h2o_vol	99.839 %	99.923 %	100.000 %	100.063 %	100.135 %
z_0	100.040 %	100.020 %	100.000 %	99.987 %	99.980 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.018 %	100.009 %	100.000 %	99.995 %	99.988 %
ice_Albedo	99.925 %	99.983 %	100.000 %	100.004 %	100.004 %
a1	98.141 %	99.079 %	100.000 %	100.918 %	101.834 %
a2	99.743 %	99.877 %	100.000 %	100.109 %	100.207 %
Albedo_Bare	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
amax	87.250 %	94.225 %	100.000 %	108.713 %	119.567 %
amin	82.017 %	88.898 %	100.000 %	118.015 %	144.070 %
smin	101.158 %	100.541 %	100.000 %	99.514 %	99.063 %

Tabla E.8: Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo con flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	105.323 %	102.170 %	100.000 %	97.704 %	95.319 %
gwKstorage	101.385 %	100.671 %	100.000 %	99.386 %	98.829 %
runKstorage	100.006 %	100.002 %	100.000 %	99.998 %	99.996 %
ssrKstorage	100.105 %	100.051 %	100.000 %	99.953 %	99.905 %
hru_T_g	100.021 %	100.018 %	100.000 %	99.947 %	99.908 %
max_h2o_vol	100.461 %	100.236 %	100.000 %	99.711 %	99.451 %
z_0	100.089 %	100.028 %	100.000 %	99.954 %	99.904 %
gw_max	90.026 %	95.160 %	100.000 %	104.582 %	108.938 %
icestorage	100.007 %	100.004 %	100.000 %	99.997 %	99.994 %
ice_Albedo	100.013 %	99.994 %	100.000 %	99.997 %	100.001 %
a1	100.075 %	100.035 %	100.000 %	99.933 %	99.892 %
a2	100.063 %	100.037 %	100.000 %	99.945 %	99.930 %
Albedo_Bare	99.863 %	99.930 %	100.000 %	100.071 %	100.154 %
amax	102.810 %	100.491 %	100.000 %	99.146 %	98.310 %
amin	103.203 %	103.194 %	100.000 %	88.369 %	79.996 %
smin	99.855 %	99.910 %	100.000 %	100.030 %	100.059 %

Tabla E.9: Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo con flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.063 %	100.037 %	100.000 %	99.965 %	99.927 %
max_h2o_vol	99.603 %	99.810 %	100.000 %	100.226 %	100.408 %
z_0	99.972 %	99.986 %	100.000 %	100.023 %	100.033 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.064 %	100.041 %	100.000 %	99.997 %	99.978 %
ice_Albedo	98.394 %	99.684 %	100.000 %	101.139 %	102.248 %
a1	99.571 %	99.823 %	100.000 %	100.223 %	100.443 %
a2	99.750 %	99.875 %	100.000 %	100.138 %	100.271 %
Albedo_Bare	99.995 %	100.002 %	100.000 %	100.000 %	99.996 %
amax	97.232 %	98.477 %	100.000 %	101.549 %	102.791 %
amin	86.432 %	91.706 %	100.000 %	109.187 %	116.766 %
smin	100.606 %	100.271 %	100.000 %	99.806 %	99.608 %

Tabla E.10: Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo con flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.171 %	100.071 %	100.000 %	99.962 %	99.953 %
max_h2o_vol	98.997 %	99.510 %	100.000 %	100.476 %	100.950 %
z_0	100.045 %	100.026 %	100.000 %	99.983 %	99.964 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.019 %	100.011 %	100.000 %	99.996 %	99.989 %
ice_Albedo	99.905 %	99.981 %	100.000 %	100.006 %	100.006 %
a1	99.094 %	99.565 %	100.000 %	100.431 %	100.844 %
a2	99.699 %	99.856 %	100.000 %	100.134 %	100.256 %
Albedo_Bare	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
amax	90.297 %	96.569 %	100.000 %	104.366 %	108.941 %
amin	79.185 %	87.490 %	100.000 %	116.866 %	133.676 %
smin	100.732 %	100.343 %	100.000 %	99.696 %	99.403 %

Modelo sin flujo de hielo

Tabla E.11: Cambios en el flujo superficial de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo sin flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	103.848 %	102.941 %	100.000 %	96.887 %	93.858 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.087 %	100.044 %	100.000 %	99.955 %	99.910 %
ssrKstorage	100.270 %	100.145 %	100.000 %	99.838 %	99.655 %
hru_T_g	100.011 %	99.832 %	100.000 %	99.857 %	99.951 %
max_h2o_vol	100.327 %	100.209 %	100.000 %	99.836 %	99.681 %
z_0	100.057 %	99.979 %	100.000 %	99.842 %	99.009 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.279 %	100.120 %	100.000 %	99.741 %	99.483 %
ice_Albedo	99.915 %	99.996 %	100.000 %	100.043 %	100.043 %
a1	100.081 %	100.219 %	100.000 %	98.962 %	99.810 %
a2	100.050 %	100.141 %	100.000 %	99.980 %	99.838 %
Albedo_Bare	97.671 %	98.865 %	100.000 %	101.194 %	102.337 %
amax	102.747 %	99.889 %	100.000 %	100.521 %	100.882 %
amin	115.826 %	108.934 %	100.000 %	88.222 %	78.287 %
smin	99.580 %	99.719 %	100.000 %	100.219 %	100.259 %

Tabla E.12: Cambios en el contenido de frío de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo sin flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.152 %	100.068 %	100.000 %	99.938 %	99.873 %
max_h2o_vol	99.837 %	99.930 %	100.000 %	100.072 %	100.131 %
z_0	100.047 %	100.023 %	100.000 %	99.988 %	99.981 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.019 %	100.011 %	100.000 %	99.992 %	99.985 %
ice_Albedo	99.920 %	99.980 %	100.000 %	100.004 %	100.004 %
a1	98.133 %	99.059 %	100.000 %	100.923 %	101.826 %
a2	99.742 %	99.880 %	100.000 %	100.106 %	100.205 %
Albedo_Bare	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
amax	87.148 %	94.168 %	100.000 %	108.746 %	119.711 %
amin	82.054 %	88.862 %	100.000 %	118.056 %	144.334 %
smin	101.155 %	100.556 %	100.000 %	99.504 %	99.042 %

Tabla E.13: Cambios en el almacenamiento subterráneo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo sin flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	104.583 %	101.749 %	100.000 %	98.275 %	96.472 %
gwKstorage	101.327 %	100.640 %	100.000 %	99.398 %	98.835 %
runKstorage	100.004 %	100.001 %	100.000 %	99.997 %	99.994 %
ssrKstorage	100.089 %	100.043 %	100.000 %	99.956 %	99.915 %
hru_T_g	100.060 %	100.027 %	100.000 %	99.954 %	99.922 %
max_h2o_vol	100.078 %	100.038 %	100.000 %	99.918 %	99.861 %
z_0	100.057 %	100.027 %	100.000 %	99.952 %	99.917 %
gw_max	90.320 %	95.236 %	100.000 %	104.587 %	109.014 %
icestorage	100.006 %	100.002 %	100.000 %	99.998 %	99.995 %
ice_Albedo	100.010 %	99.998 %	100.000 %	99.997 %	99.996 %
a1	100.058 %	100.016 %	100.000 %	99.944 %	99.927 %
a2	100.015 %	100.011 %	100.000 %	99.981 %	99.980 %
Albedo_Bare	99.858 %	99.927 %	100.000 %	100.074 %	100.150 %
amax	101.540 %	100.294 %	100.000 %	99.331 %	98.691 %
amin	101.875 %	101.630 %	100.000 %	91.156 %	83.588 %
smin	99.898 %	99.929 %	100.000 %	100.019 %	100.037 %

Tabla E.14: Cambios en la cantidad de hielo de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo sin flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.059 %	100.032 %	100.000 %	99.975 %	99.940 %
max_h2o_vol	99.784 %	99.895 %	100.000 %	100.093 %	100.197 %
z_0	99.956 %	99.988 %	100.000 %	100.024 %	100.037 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.019 %	100.010 %	100.000 %	99.995 %	99.972 %
ice_Albedo	98.485 %	99.493 %	100.000 %	100.959 %	101.847 %
a1	99.586 %	99.800 %	100.000 %	100.202 %	100.375 %
a2	99.774 %	99.887 %	100.000 %	100.103 %	100.227 %
Albedo_Bare	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.001 %	100.001 %
amax	97.498 %	98.618 %	100.000 %	101.422 %	102.806 %
amin	87.745 %	92.343 %	100.000 %	108.739 %	116.310 %
smin	100.515 %	100.227 %	100.000 %	99.777 %	99.554 %

Tabla E.15: Cambios en el equivalente de nieve en agua de la cuenca producto de la variación de distintos parámetros, Modelo sin flujo de hielo

Variable	-20 %	-10 %	0	10 %	20 %
soil_moist_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
gwKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
runKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
ssrKstorage	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
hru_T_g	100.307 %	100.145 %	100.000 %	99.874 %	99.760 %
max_h2o_vol	99.338 %	99.684 %	100.000 %	100.313 %	100.608 %
z_0	100.022 %	100.011 %	100.000 %	99.993 %	99.988 %
gw_max	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %
icestorage	100.020 %	100.012 %	100.000 %	99.991 %	99.984 %
ice_Albedo	99.899 %	99.977 %	100.000 %	100.004 %	100.006 %
a1	99.036 %	99.520 %	100.000 %	100.466 %	100.892 %
a2	99.707 %	99.861 %	100.000 %	100.125 %	100.242 %
Albedo_Bare	99.999 %	100.000 %	100.000 %	100.000 %	100.001 %
amax	89.981 %	96.372 %	100.000 %	104.575 %	109.471 %
amin	79.480 %	87.600 %	100.000 %	117.023 %	134.398 %
smin	100.774 %	100.368 %	100.000 %	99.663 %	99.352 %

Anexo F

Firmas Hidrológicas

En este anexo se presentan las ecuaciones correspondientes a los índices hidrológicos utilizadas en el análisis. Las definiciones fueron extraídas a partir de Yilmaz et al. (2008), Shafii & Tolson (2015) y Westerberg & McMillan (2015)

$$BiasFHV = \frac{\sum_{h=1}^H (QS_h - QO_h)}{\sum_{h=1}^H QO_h} \cdot 100 \quad (F.1)$$

Donde:

- QS : Caudal simulado
- QO : Caudal observado
- $h = 1, 2, \dots, H$: Corresponde a los índices para flujos con probabilidad de excedencia inferiores a 0.02

$$BiasFMM = \frac{\log(QS_{med}) - \log(QO_{med})}{\log(QO_{med})} \cdot 100 \quad (F.2)$$

Donde:

- QS_{med} : Mediana del caudal simulado
- QO_{med} : Mediana del caudal observado

$$BiasFMS = \frac{[\log(QS_{m1}) - \log(QS_{m2})] - [\log(QO_{m1}) - \log(QO_{m2})]}{[\log(QO_{m1}) - \log(QO_{m2})]} \quad (F.3)$$

Donde:

- QS : Caudal simulado
- QO : Caudal observado
- $m1, m2$: Inferior y superior índice de probabilidades de excedencia 0.2 y 0.7, respectivamente.

$$BiasRR = \frac{\sum_{t=1}^N (QS_t - QO_t)}{\sum_{t=1}^N QO_t} \cdot 100 \quad (F.4)$$

Donde:

- QS : Caudal simulado
- QO : Caudal observado
- N : Cantidad de datos

$$FDC_{high-segment} = \sum_{h=1}^N Q_h \quad (F.5)$$

Donde:

- Q : Caudal
- $h = 1, 2, \dots, N$: Indices de los caudales con una probabilidad de excedencia inferior a 0.02

$$FDC_{low-segment} = -1 \cdot \sum_{l=1}^L [\log(Q_l) - (Q_L)] \quad (F.6)$$

Donde:

- Q : Caudal
- $l = 1, 2, \dots, L$: Indices de los caudales con una probabilidad de excedencia entre 0.7 a 1.0

$$FDC_{mid-segment} = \log(Q_{m1}) - \log(Q_{m2}) \quad (F.7)$$

Donde:

- Q : Caudal
- $m1, m2$: Representan los indices correspondientes a una probabilidad de excedencia de 0.2 y 0.7 respectivamente

$$Meandischarge = \sum_{t=1}^N \frac{Q_t}{N} \quad (F.8)$$

Donde:

- Q : Caudal
- N : Número total de datos

$$Peak_{discharge} = \max(Q) \quad (F.9)$$

Donde:

- Q : Caudal

$$S_{FDC} = \frac{Q_{m1} - Q_{m2}}{\sum_{t=1}^N \frac{Q_t}{N}} \quad (F.10)$$

Donde:

- Q : Caudal

- N : Número total de datos
- $m1, m2$: Representan los índices correspondientes a los caudales de 0.66 y 0.33 probabilidad de excedencia

$$Variance_{discharge} = \sqrt{\sum_{t=1}^N (Q_t - \bar{Q})^2 / (N - 1)} \quad (F.11)$$

Donde:

- Q : Caudal
- N : Número total de datos