

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geofísica



**Estimación de ablación en glaciares de Chile
Central: Análisis del efecto del albedo en su
modelación con WRF.**

Katherine Pamela Muñoz Mellado

Habilitación Profesional
para optar al título de Geofísico

Enero 2016

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geofísica

**Estimación de ablación en glaciares de Chile
Central: Análisis del efecto del albedo en su
modelación con WRF.**

Katherine Pamela Muñoz Mellado

Habilitación Profesional
para optar al título de Geofísico

Profesor guía:
Dr. Andrés Sepúlveda

Comisión evaluadora:
Dr. Aldo Montecinos Dra. Alejandra Stehr



Enero 2016

*Dedicado a mis padres,
Bionette y Edgardo,
por su apoyo incondicional y por
haber depositado todo su amor y
esfuerzo en mi hermana y en mí.*

Agradecimientos

Partiendo por el ámbito universitario, quiero agradecer sinceramente a cada uno de los profesores con quienes tuve la oportunidad de tener clases, pero de forma especial agradezco al Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción (DGEO), tanto administrativos como profesores, ya que contribuyeron directamente en mi formación profesional y personal durante estos cinco años. Gracias además por facilitarme todos los recursos computacionales necesarios para realizar esta tesis, pues de lo contrario no habría sido posible llevarla a cabo. Finalmente, les agradezco la cercanía y los consejos recibidos en algún momento durante mi paso por esta hermosa carrera, de la cual me enamoré cuando la conocí a los catorce años.

De forma especial quiero agradecer a mi profesor guía, Dr. Andrés Sepúlveda, por todo su apoyo y motivación, además de sus consejos y paciencia, ya que fueron fundamentales para realizar este trabajo. Es por esa calidad, tanto humana como profesional, que profesores como usted son los que uno recuerda con mucho respeto a lo largo de la vida.

Pasando al ámbito personal, quiero agradecer a mis padres Bionette y Edgardo, y a mi hermana Viviana por amarme, corregirme y soportarme especialmente durante toda mi época estudiantil. Gracias por haber estado cada día de mi vida motivándome y apoyándome en todos mis proyectos ¡Pero prepárense porque esto recién comienza!.

Agradezco también a mi abuela, Julia, por toda su fe y apoyo en momentos de certámenes y en cualquier situación importante. Gracias por cada una de tus enseñanzas y graciosas historias sobre tu vida y todos mis antepasados, ya que eso siempre me recuerda que el peso de los años solo dependen de uno.

Además quiero agradecer a Matías, por su amor y apoyo incondicional durante los últimos seis años, aunque han pasado tan rápido que siento como si apenas fuera ayer cuando conversábamos sobre lo que queríamos estudiar. Gracias por tu cariño, paciencia y también palabras de aliento a lo largo de todo este tiempo creciendo juntos.

Igualmente quiero dar las gracias a todos mis compañeros y amigos de geofísica, por su compañía y los muchos momentos de risa y alegría, ya que se transformaron en una segunda familia durante el periodo de universidad, recordando que muchas veces pasaba más tiempo con ustedes que en mi propia casa. Especialmente agradezco a mis amigos Hermann Schwarze y David Aguilera, por su amistad y apoyo.

Finalmente, agradezco a Dios por acompañarme en cada momento de mi vida y sobre todo por ayudarme a concretar mis sueños, pues en mi universo personal él siempre está y estará presente.

Resumen

Chile es una importante zona para estudios glaciológicos alrededor del mundo, pues posee un área glaciaria de $\sim 23.000 \text{ km}^2$ a lo largo del país, que corresponde al 67 % del total en el Hemisferio Sur y al 3,8 % a nivel global sin considerar Antártica ni Groenlandia. Si bien las masas de hielo de mayor tamaño se encuentran ubicadas en la zona Austral del país, las que presentan una mayor relevancia hídrica para los asentamientos urbanos y rurales corresponden a las ubicadas en la zona Norte y Centro de Chile, pues tan solo en esta última habitan $\sim 10,2$ millones de personas, de las cuales $\sim 7,2$ millones pertenecen únicamente a la Región Metropolitana. Por su parte, los glaciares ubicados en la Región Metropolitana ocupan una porción considerable del ciclo hidrológico de la zona, ya que pueden contribuir incluso hasta en un 67 % a los caudales de ríos en veranos de años secos, por lo que debido a sus características fue la región escogida para este estudio, en el que se pretende modelar los flujos energéticos participantes del balance de energía superficial y que son necesarios para calcular ablación. La herramienta utilizada fue el modelo numérico de la atmósfera Weather Research and Forecasting (WRF) que permitió generar una reducción de escala mediante la delimitación de dos dominios anidados con una resolución espacial de 25 y 5 km sobre la cuenca alta del río Olivares ($33^\circ 10' S - 70^\circ 10' O$) que contiene cuatro glaciares llamados Olivares Alfa, Olivares Beta, Olivares Gamma y Juncal Sur, los cuales fueron estudiados en su temporada de ablación 2013/2014. La utilización del modelo permitió generar cinco simulaciones que parametrizaban de formas diferentes los flujos energéticos entrantes y salientes del glaciar, siendo una de ellas considerada como simulación de control debido a que no se poseen datos observados. La parametrización de la simulación de control resultó en la generación de un albedo constante durante todo el periodo de estudio y como este es un factor importante dentro del balance de energía superficial provocó que el cálculo de ablación fuera en promedio de $\sim 12.100 \text{ mm eq. agua}$ al no incluir recongelamiento y de $\sim 8.500 \text{ mm eq. agua}$ cuando este sí es incluido, por lo que se ideó una forma simple de corregirlo, permitiendo que varíe con la precipitación y a la vez definiendo otro tipo de superficie glaciaria, lo que provocó una reducción considerable de ablación obteniendo ~ 7.500 y $\sim 3.800 \text{ mm eq. agua}$ al no incluir recongelamiento y al ser incluido respectivamente. Esta corrección fue posteriormente aplicada a las otras cuatro simulaciones, con las que se realizó un estudio de sensibilidad, el cual abarcó por un lado el comportamiento de los flujos energéticos generados por cada configuración física y por otro, los cálculos de ablación obtenidos con cada conjunto ellos.

Índice general

1. Introducción	2
1.1. Glaciología en Chile	2
1.1.1. Antecedentes de Chile Central	5
1.2. Hipótesis	10
1.2.1. Objetivos	10
1.3. Área y periodo de estudio	11
2. Marco Teórico	17
2.1. Balance de Energía	18
2.1.1. Balance de energía para modelo de una capa	20
2.1.2. Balance de energía en la superficie	23
2.1.3. Tasa de ablación	25
2.2. Modelos numéricos regionales	28
2.2.1. WRF-ARW	30
3. Materiales y Métodos	36
3.1. Preprocesamiento	36
3.2. Posprocesamiento	41
4. Resultados	43
4.1. Balance de energía y ablación en CTRL	43
4.2. Estudio de sensibilidad	48
5. Discusión	63
5.1. Balance de energía y ablación de CTRL	63
5.2. Estudio de sensibilidad	65
6. Conclusiones	68
7. Anexos	74
7.1. Zonas glaciológicas de Chile	74
7.2. Tablas	77
7.2.1. Histogramas	77
7.2.2. Simulación de control	79
7.2.3. Estudio de sensibilidad, Flujos energéticos	82
7.2.4. Estudio de sensibilidad, Ablación	86
7.3. Códigos	91
7.3.1. namelist.wps	91
7.3.2. namelist.input	92
7.3.3. NCL	97
7.3.4. Matlab	99

Capítulo 1

Introducción

Los glaciares son reservas congeladas de agua que actúan como sistemas abiertos, ya que dependen fuertemente de forzantes internos y externos de la Tierra, los cuales participan directamente en la variación de su balance de masa (Cuffey & Paterson, 2010), siendo entonces altamente sensibles a los cambios de temperatura y precipitación (Oerlemans, 2001). En el último siglo ha existido una tendencia al aumento de temperatura a nivel global debido al cambio climático (IPCC, 2002) (Fig. 1.2a) y que ha sido ligada a balances de masa negativos en glaciares de varios sectores del mundo, donde parte de Chile como Patagonia y Los Andes están incluidos (Dyurgerov & Meier, 2005) (Fig. 1.1). Este retroceso glaciar afecta directamente al aumento del nivel del mar, ya que la fusión generada por los glaciares de montaña (sin considerar Antártica y Groenlandia) contribuyen en 0,46 mm al año, del cual el 11,6 % pertenece a aportes de glaciares de Los Andes ubicados entre los 33° y 55°S (Meier, 1984).

1.1. Glaciología en Chile

Chile es un país que conforma el 76 % de área glaciar en Sudamérica y 62 % en el hemisferio sur (excluyendo Antártica), teniendo una representación a nivel global del 3,8 % de área glaciar al excluir Antártica y Groenlandia (Dyurgerov & Meier, 2005). Con un área superior a 23.000 km² (DGA, 2014), Chile siempre ha sido un centro importante para la investigación de la criósfera a nivel mundial, presentando estudios nacionales del tema desde hace aproximadamente seis décadas (Lliboutry, 1956) pero no con la sincronización y periodicidad esperada, por lo que un estudio más ordenado cobró mayor fuerza en la última década, exactamente en el año 2009 cuando fue formulada la *Estrategia Nacional de Glaciares* (DGA, 2009) que corresponde a una hoja de ruta para el estudio a largo plazo de los glaciares del territorio, definiendo metodologías y modelos básicos aplicables a vastas zonas climáticas del país, y su posible manejo frente a escenarios futuros de cambio climático.

Los primeros estudios glaciológicos realizados en Chile se basaron principalmente en inventarios (Lliboutry (1956), Marangunic (1979), Valdivia (1984), Garín (1987), Rivera et al. (2000) y Masiokas et al. (2009)), que muestran cálculos de área, espesor y variación frontal de estas masas de hielo realizados fundamentalmente con fotogrametría, Sistema de Posicionamiento Global y métodos de percepción remota como imágenes satelitales. Por otra parte, también se ha incursionado en estudios de balance de masa (Escobar et al. (1995) y Rivera (2004)) que van de la mano con los métodos expuestos anteriormente donde analizan la dinámica glaciar mediante la colocación de balizas para estimar variaciones de altura y desplazamiento en los glaciares. Otros estudios están basados en la realización de balances de energía (Peña & Naranjo (1978), Corripio & Purves (2005) y Pellicciotti et al. (2008)), en el cual se realiza una suma de los flujos energéticos que entran y salen de la superficie glaciar para estimar el agua que se pierde de ellos.

A pesar de que la información ha ido en aumento, la mayor cantidad de investigaciones se han realizado en la zona Austral del país (Fig. 1.3) debido a que están los glaciares de mayor tamaño, existiendo la iniciativa de utilizar nuevas herramientas para obtener información de su comportamiento. Estas nuevas herramientas se basan principalmente en la utilización de modelos numéricos que generan las variables necesarias para realizar investigaciones sobre estas masas de hielo. Existen antecedentes sobre esto en Campos de Hielo Sur, donde se utiliza un modelo para generar variables necesarias en el cálculo de balances de masa (Schaefer et al., 2015) y otro estudio donde se ha intentado reconstruir las condiciones atmosféricas sobre Campos de Hielo Norte mediante la simulación de temperatura y precipitación (Villaruel et al., 2013), ambos a una resolución espacial (Δx) de 5 km y utilizando condiciones de borde NCEP-NCAR. Estas investigaciones fueron basadas en el modelo numérico de la atmósfera Weather Research and Forecasting (WRF) el que también se convirtió en la herramienta utilizada en el presente estudio, pero con la finalidad de modelar los flujos energéticos necesarios para realizar un balance energía sobre glaciares de Chile Central y de esta forma obtener la cantidad de ablación que sucede en el lugar.

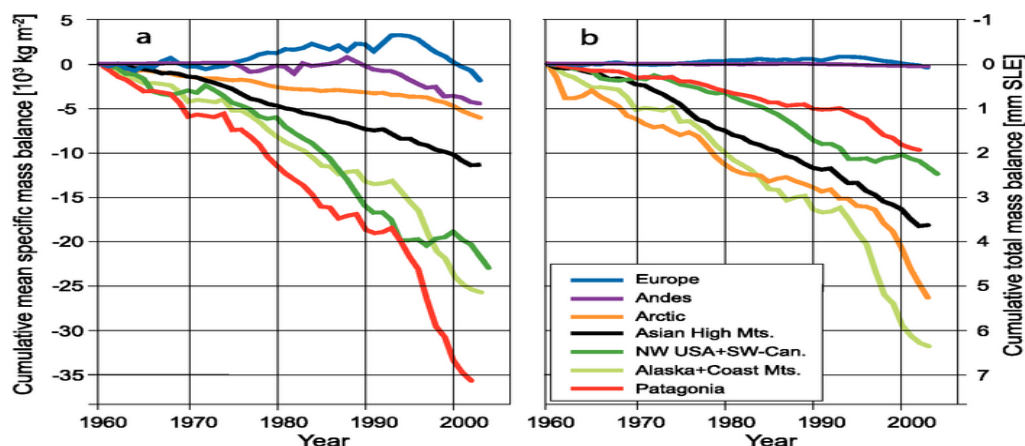
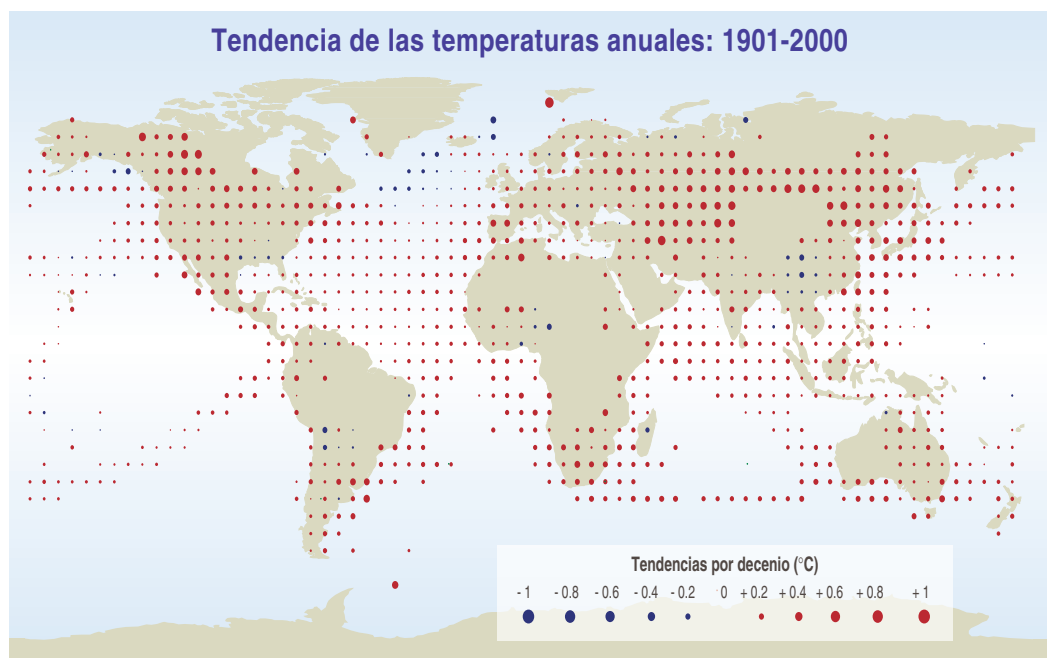
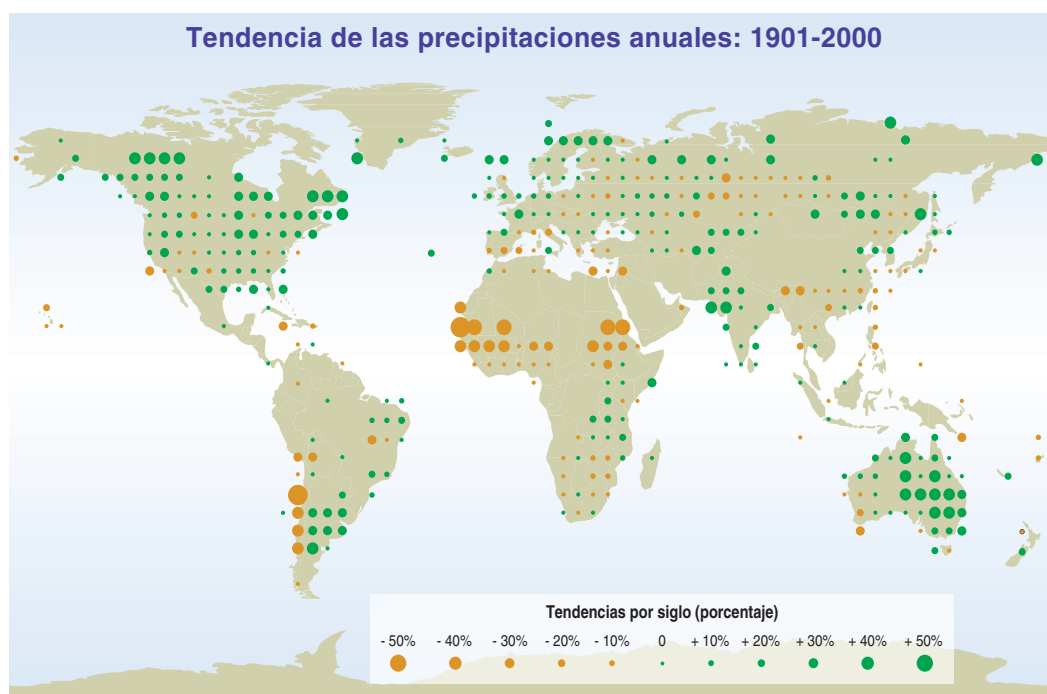


Figura 1.1: (a) Balance de masa específico para glaciares de distintas regiones del mundo y (b) aumento del nivel del mar asociado a su balance de masa. Adaptación por IPCC. Fuente: Dyurgerov & Meier (2005).



(a) Tendencia anual de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{decenio}$).



(b) Tendencia anual de precipitación ($\%/\text{siglo}$).

Figura 1.2: Tendencias anual de (a) temperatura y (b) precipitación desde el año 1901 al 2000. Fuente: IPCC (2002).

Por otra parte, existe un modelo de predicción llamado PRECIS (Pal et al., 2007) que es forzado con condiciones iniciales HadAM3P ($\Delta x = 150 \text{ km}$), y puede pronosticar las condiciones de la atmósfera en distintos escenarios (pesimistas y optimistas). Este modelo fue utilizado sobre Patagonia para simular precipitación y temperatura (Falvey, 2012) entre los periodos 1960 – 1990 y 2070 – 2100 alcanzando un Δx de 25 km , con el fin de lograr proyectar el cambio climático de la zona. No obstante, esta metodología de trabajo, basada en el uso de modelos regionales es muy reciente en Chile, por lo que en la literatura no fue posible encontrar mayor información al respecto que se relacione con la temática glaciaria, a pesar de que alrededor del mundo estas técnicas han sido mayormente utilizadas principalmente en cadenas montañosas como la cordillera del Karakórum y Los Himalayas en Asia (Akhtar et al. (2008) y (Collier et al., 2013)).

1.1.1. Antecedentes de Chile Central

La zona glaciológica de Chile Central ¹ está situada entre los $32^\circ - 36^\circ S$ (Fig. 1.3), y es delimitada por la cuenca del río Aconcagua en su parte norte y la cuenca del río Maule en su parte sur, abarcando así desde la región de Valparaíso hasta la región del Maule. Ocupa una superficie de 75.252 km^2 , ocupada por $\sim 10,7$ millones de habitantes, siendo $\sim 7,2$ millones pertenecientes solo a la región Metropolitana. Posee el 4,6 % de superficie glaciaria en Chile (DGA, 2008) con un predominio de glaciares descubiertos y rocosos, los cuales adquieren una gran importancia por ser recursos hídricos estratégicos en la cordillera, pudiendo contribuir incluso en un 67 % a los caudales de ríos en veranos de años secos (Peña & Nazárala, 1987), pero al igual que la zona Norte, han existido problemáticas adjudicadas al sector primario.

Antecedentes glaciológicos

La mayor cantidad de investigaciones glaciológicas se han realizado en la zona Austral del país, y a pesar de que la información sobre esta temática ha ido en aumento, al menos hasta el año 2008 la zona Centro había sido pobremente estudiada (Bown et al., 2008), solo con elaboración de inventarios a base de antiguas fotografías aéreas y algunos mapas imprecisos, por lo que no fue posible encontrar evidencia del uso de modelos numéricos regionales utilizados con fines glaciológicos sobre la zona.

No obstante lo anterior, existen investigaciones del año 2000 en que se llevó a cabo un estudio para inventariar algunos glaciares de la zona Centro mediante un método de prospección geofísica llamado *Radio Eco sonda* y que tiene el mismo principio que el sonar utilizado en navegación oceánica o prospección de petróleo, con el que se logró obtener una mayor precisión en la determinación de espesor y áreas glaciares entre los 30° y $41^\circ S$ (Rivera et al., 2001). Un estudio similar se repitió recientemente sobre el glaciar Olivares Alfa ($33^\circ 11' S - 70^\circ 13' O$) (Oberreuter et al., 2014) y también otro relacionado con radares aéreos sobre la misma zona (Gacitúa et al., 2015).

¹Para obtener información de cada zona glaciológica ir a la Sec. (7.1) del capítulo de anexos.

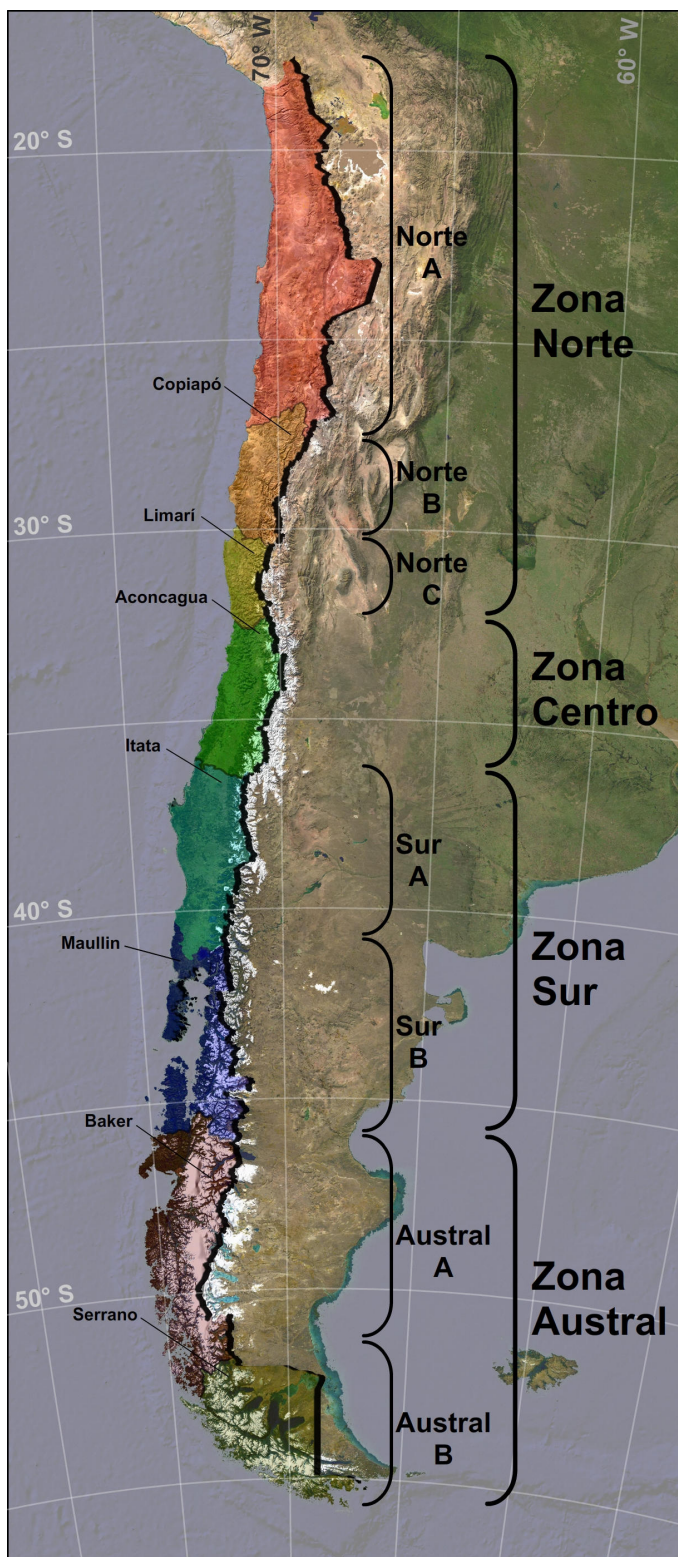


Figura 1.3: Zonas y subzonas glaciológicas definidas por la Estrategia Nacional de Glaciares. Fuente: DGA (2009). Para obtener información de cada zona glaciológica ir a Anexo (7.1).

El glaciar Juncal Norte ($33^{\circ}03'S - 70^{\circ}03'O$) ha sido parte de los glaciares que poseen un mayor número de investigaciones en las últimas dos décadas. Se ha establecido que la abrupta topografía que rodea la lengua de este glaciar genera un horizonte muy estrecho, que impide la insolación potencial del hielo durante varias horas del día, relacionándolo con una ablación menos efectiva (Rivera et al., 2001) y que pudo corroborarse con un lento retroceso de $9,1 \text{ m a}^{-1}$ y una pérdida de superficie de $1,46 \text{ km}^2$ durante el período 1955 – 2006 (Bown & Rivera, 2007). No obstante, antecedentes posteriores en este glaciar en el periodo 1989 – 2010 revelan un retroceso mayor, con 14 m a^{-1} , y un estancamiento hacia el año 2011 (DGA, 2011).

Con respecto a investigaciones sobre balance de energía realizados en Chile Central, tema en el que está basado gran parte de este estudio, existen análisis de los efectos de los penitentes en el balance de energía de Juncal Norte para un periodo corto de 12 días entre noviembre y diciembre del año 2000 (Corripio & Purves, 2005). Al analizar las mediciones se estimó un albedo promedio de 0,52 y un máximo de 0,70. En este estudio no se calculó ablación, pues recalaban que las mediciones no serían fiables, ya que se debe medir el cambio volumétrico de los penitentes principalmente en la coordenada vertical.

El cálculo de ablación sobre Juncal Norte fue concretado en el año 2008 (Pellicciotti et al., 2008) donde se obtuvo una ablación acumulada de 3.695 milímetros equivalentes en agua (mm eq. agua) con una sobreestimación del 2 %, en un periodo que abarca desde inicios de diciembre de 2005 hasta mediados de febrero de 2006, resultado que fue obtenido mediante balance de energía. Se rescatan del estudio una utilización de albedo diario que va desde 0,7 (diciembre) a 0,2 (febrero).

Por otra parte, el glaciar Echaurren Norte ($33^{\circ}33'S - 70^{\circ}08'O$) es el glaciar más emblemático de Chile y del Hemisferio Sur, pues ha tenido la data más larga de mediciones de balance de masa (Peña & Naranjo, 1978) que van desde las temporadas de verano 1975 y 1976 hasta la actualidad. Ha estado a cargo de la Dirección General de Aguas, organismo que ha gestionado las expediciones. Además de balances de masa en el glaciar Echaurren Norte durante la década del 70, también se midieron componentes del balance de energía e índices de deshielo en los mismos años, ya que el objetivo era evaluar la influencia glaciar en el escurrimiento de los ríos de la zona Central, pues se estimaba que las cuencas del río Aconcagua, Maipo y Rapel aportaban caudales de aproximadamente $150 \text{ m}^3/\text{s}$ durante el periodo de riego (Peña & Naranjo, 1978).

Del mismo estudio, se concluye además que la radiación de onda corta contribuye con casi la totalidad de la energía disponible en el glaciar Echaurren Norte (97 %), lo que podría ser un hecho de importancia en el proceso de deshielo. La importancia de la onda corta debiese aumentar con la altura, debido a factores como el ángulo de incidencia de los rayos solares (Peña & Naranjo, 1978). También concluyeron que la medición del albedo del hielo y la nieve constituye un aspecto de suma importancia debido al efecto que provoca en el balance de energía, utilizando estimaciones de 0,4 y 0,6 en la época de febrero a marzo.

Mediante la instalación de balizas sobre el glaciar se obtuvo una ablación acumulada de 2.120 *mm* eq. agua durante la estación 1975/1976, pero que no son confiables porque pueden estar interferidos por la existencia de recongelamiento en la superficie (Peña & Naranjo, 1978), pues las balizas miden el cambio de altura inicial y final de un glaciar (cuando es instalada y cuando se va a monitorear esporádicamente), pero no sus variaciones intermedias.

Estos balances de masa neto del glaciar Eucharren se han relacionado con el fenómeno ENOS (Escobar et al., 1995), ya que en años El Niño la acumulación sería mayor, siendo una situación contrastante en comparación con otros glaciares de la zona centro que presentaron un retroceso continuo entre los años 1975 y 1992. A pesar de lo anterior, el glaciar Eucharren Norte está sometido a una fuerte variabilidad interanual, lo que ha llegado a determinar que en el largo plazo existe un balance de masa acumulado que es negativo (Rivera et al., 2000), por lo que este glaciar también estaría en retroceso.

Antecedentes climáticos

Durante el periodo 1979 – 2006 ha existido un aumento de temperatura superficial en la zona de los 17° y 37°S abarcando toda la zona glaciológica Norte y Centro, además de un extremo de la zona Sur, detectando un contraste térmico entre la costa y el interior (valles centrales y cordillera de Los Andes), donde la costa presentó un enfriamiento de $-0,2^{\circ}$ /década y el interior un calentamiento de $+0,25^{\circ}$ /década (Falvey & Garreaud, 2009), ligado a un factor natural del calentamiento global por la intensificación del Anticiclón del Pacífico. Estos antecedentes han estado ligados a una hipótesis (hasta el momento cualitativa) de que el aumento de la temperatura en el sector occidental de los Andes Centrales ha generado cambios en los regímenes de descarga de los ríos debido a la contracción glaciar (IPCC, 2014).

Investigaciones sobre las precipitaciones en Chile han determinado una tendencia a la baja durante el siglo pasado en alrededor de un 30 % (IPCC, 2002) (Fig. 1.2b). Esto también ha sido documentado en Chile Central mediante reconstrucciones que abarcan desde el siglo XIV hasta el periodo actual (Le Quesne et al., 2009), en el cual mediante anillos de árboles se evidenciaba que en los últimos 150 años ha existido una tendencia a la disminución de precipitación, que podría explicar en parte el retroceso glaciar en la zona Central, resultado que ha sido contrastado por otros autores sin obtener tendencias significativas.

A una escala temporal menor se ha determinado que la variabilidad interanual de la precipitación posee una correlación significativa entre el fenómeno ENOS y la precipitación nival de Chile Central, entre los 30° y 35°S (Escobar & Aceituno, 1998), mostrando que para años El Niño existe una mayor acumulación, pero cuya delimitación geográfica fue actualizada en estudios posteriores, encontrándose que esta relación se podría cumplir entre los 30° y 37°S (Masiokas et al., 2006). No obstante lo anterior, un aumento de la precipitación nival no necesariamente generaría un balance de masa positivo a largo plazo en glaciares de esas latitudes (Rivera et al., 2000).

En conjunto con lo anterior, Chile Central ha presentado una megasequía entre los años 2010 y 2015, sin registro similar anteriormente (CR2, 2015) (Fig. 1.4) lo que podría ser atribuido principalmente a un factor natural como es la fase fría de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) aunque sin tener certeza clara de esto, pero que indudablemente ha provocado efectos negativos sobre el país principalmente reflejado en los sectores productivos, como es el rubro agrícola y pesquero, donde el número de empresas ha decaído a una tasa anual de -2% y $-8,1\%$ respectivamente entre los años 2005 – 2014, llevando a una destrucción de ~ 20.000 empleos entre ambos sectores para el mismo periodo (Economía, 2014).

Finalmente a modo de resumen, los dos factores mencionados anteriormente como son la PDO con una variabilidad casi interdecadal y ENOS con una variabilidad interanual, afectarían a los glaciares de distintas formas, pues el primero impacta en un cambio de volumen y área debido a la sensibilidad de los glaciares a los cambios de precipitación (Oerlemans, 2001) y el segundo contribuye a un aumento/disminución de la zona de acumulación en años El Niño/La Niña, generando un balance de masa positivo/negativo a corto plazo, como ha sucedido con el glaciar Echaurren, pero que a largo plazo igualmente ha presentado una pérdida de masa por el déficit de precipitación en Chile Central.

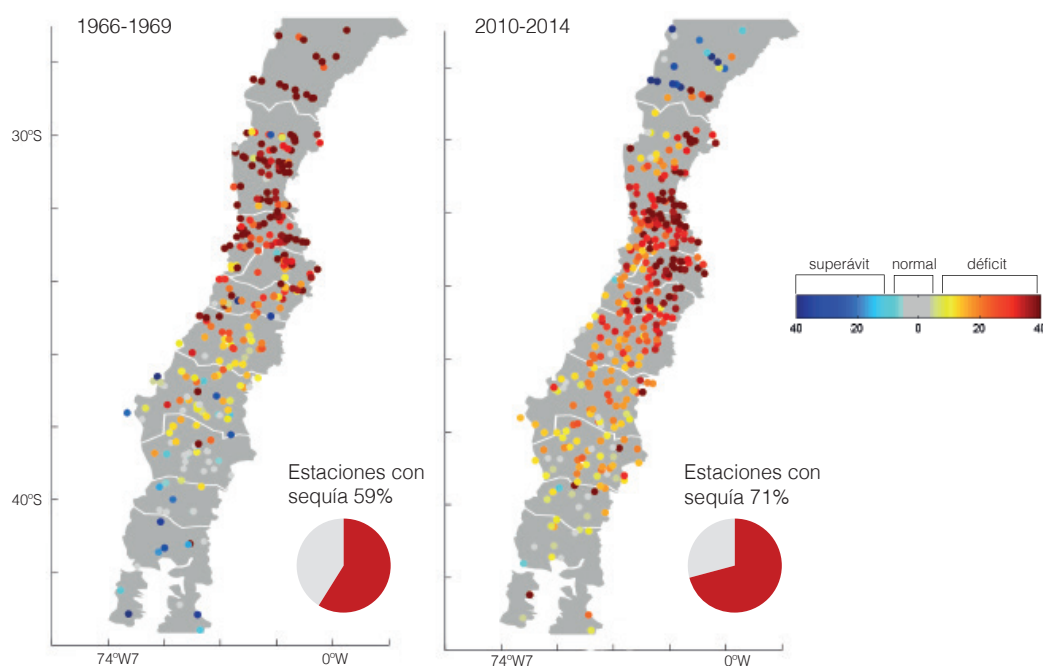


Figura 1.4: Déficit o superávit pluviométrico promedio para los períodos 1966 – 1969 y 2010 – 2014. El déficit, expresado en porcentaje, se calcula en cada estación como el total anual promedio del período seco dividido por el promedio de largo plazo (1970 – 2000). Se indica también el porcentaje de estaciones con déficit promedio superior al 30 % entre las regiones de Coquimbo y Los Ríos. Fuente: CR2 (2015).

1.2. Hipótesis

El uso de un albedo que varíe con la precipitación y el tipo de superficie en el balance de energía superficial, permite mejorar el cálculo de ablación realizado con flujos energéticos extraídos desde el modelo WRF.

1.2.1. Objetivos

General

- Modelar con WRF los flujos energéticos participantes en el balance de energía superficial, para estimar ablación en glaciares de Chile Central.

Específicos

- Analizar el efecto que tiene un albedo variable sobre el balance de energía superficial utilizado para calcular ablación.
- Estudiar la sensibilidad de los flujos energéticos participantes en el balance de energía superficial a cambios de parametrizaciones físicas en el modelo WRF.
- Estudiar la sensibilidad de la ablación a las diferentes configuraciones físicas con las que fueron simulados los flujos energéticos que contribuyen en el balance de energía superficial.
- Analizar el comportamiento de los flujos energéticos y del cálculo de ablación sobre glaciares de la cuenca alta del río Olivares, ubicada en la Región Metropolitana de Chile.

1.3. Área y periodo de estudio

El área escogida para este estudio corresponde a la cuenca Alta del río Olivares, subcuenca del río Maipo, que posee cuatro glaciares (Fig. 1.5), los cuales serán estudiados entre el 1 de octubre del 2013 al 1 de abril del año 2014, abarcando una estación de ablación de 6 meses; resultan tan interesantes debido a su cercanía a asentamientos urbanos y por estar adyacentes a una zona de agotamiento hídrico desde 1983 (MOP, 1983), sin obviar que se encuentran ubicados a una distancia mínima de emplazamientos donde ocurre explotación minera.

Los cuatro glaciares de esta cuenca tienen el nombre de Olivares Alfa (OA), Olivares Beta (OB), Olivares Gamma (OG) y Juncal Sur (JS) (Tab. 1.1), los cuales son catalogados como glaciares de valle (DGA, 2008) es decir, que tienen la característica de poseer una o más zonas de acumulación, ubicadas en subcuencas, las cuales confluyen en un valle, más largo que ancho, el cual permite el flujo de hielo aguas abajo (DGA, 2009).

Gracias a la información pública proporcionada por informes de la Dirección General de Aguas mediante la colaboración de centros nacionales de investigación (DGA (2008) y DGA (2011)), se ha logrado obtener antecedentes sobre variaciones areales, frontales y de espesor en el área en estudio hasta el año 2011 (Tab. 1.1), pero que ha podido ser actualizada al menos para el glaciar Olivares Alfa gracias a recopilación de antecedentes desde otras publicaciones hasta el año 2013 (ver Oberreuter et al. (2014)).

Estos antecedentes muestran que la zona ha presentado cambios areales negativos de diversas consideraciones en las últimas décadas siendo detectados gracias a imágenes satelitales (DGA, 2011) (Figs. 1.6 – 1.8). OA y OB han reducido su área en un 56 % y 37 % entre 1986 – 2013 y 1955 – 2011 respectivamente, finalizando con un área de 3,9 y 8,5 km^2 al término del periodo. OG y JS por su parte, han reducido su área en un 20 % y 34 % entre los años 1955 – 2011, finalizando con un área de 12,5 y 21,9 km^2 respectivamente al finalizar el periodo (Tab. 1.1).

Con respecto a los registros encontrados de variación del frente glaciar, OA ha presentado un retroceso de 850 m entre 1986 – 2011, OB por su parte ha retrocedido en 3648 m durante 1935 – 2012, OG 2.660 m entre 1935– 2011 y finalmente JS retrocedió en 5.056 m en el periodo 1947 – 2011 (Tab. 1.1). De las mediciones de espesor que han sido encontradas del lugar se tiene que en 2013 el espesor máximo de OA fue de 129 m , y por otra parte en el año 2011 se detectaron espesores de 233 m , 129 m para OB, 182 m para OG y 248 m en JS.

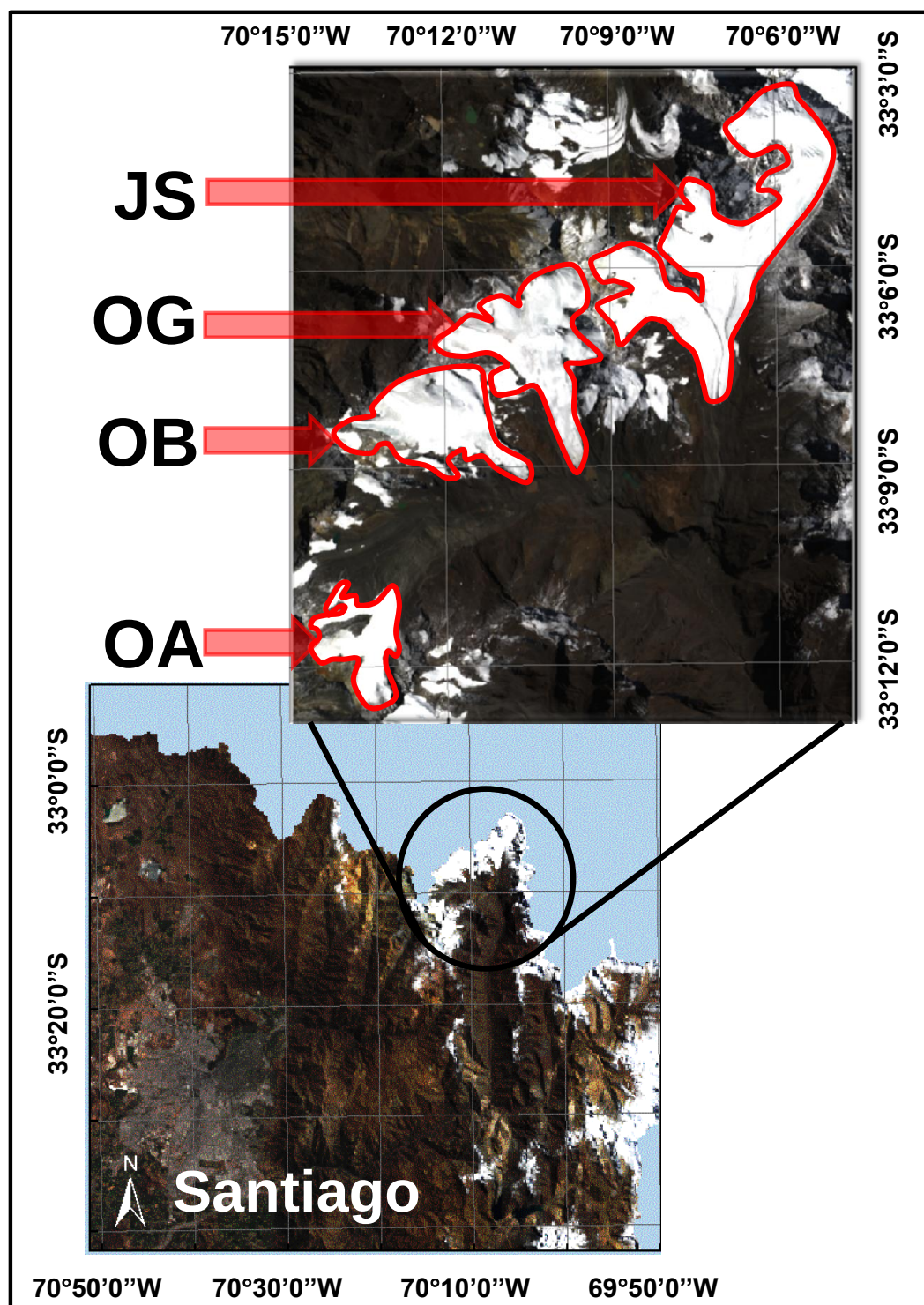


Figura 1.5: Cuenca alta del río Olivares perteneciente a la Región Metropolitana (RM) y ubicada a ~ 50 km de Santiago. Elaboración propia mediante composición de bandas pertenecientes a Landsat 8 del día 1 de marzo de 2015.

	<i>Olivares Alfa</i>	<i>Olivares Beta</i>	<i>Olivares Gamma</i>	<i>Juncal Sur</i>
Abreviación	OA	OB	OG	JS
Localización	33°11' S 70°13' O	33°08' S 70°12' O	33°07' S 70°10' O	33°06' S 70°07' O
Altura mín/máx (<i>m snm</i>)	4238/5015	—	—	—
ÁREA				
PERIODO	1986 – 2013	1955 – 2011	1955 – 2011	1955 – 2011
Área (<i>km²</i>) (inicial-final)	8, 92 – 3, 91	13, 69 – 8, 56	15, 76 – 12, 52	33, 50 – 21, 98
Variación areal (<i>km²</i>)	-5,01	-5,13	-3,24	-11,52
Tasa de variación areal (<i>km²/a</i>)	-0,19	-0,09	-0,06	-0,20
Variación (%)	-56	-37	-20	-34
FRENTE				
PERIODO	1986 – 2011	1935 – 2012	1935 – 2011	1947 – 2011
Variación Frontal (<i>m</i>)	-850	-3648	-2660	-5056
Tasa de variación frontal (<i>m/a</i>)	-34	-48	-35	-79
ESPESOR				
AÑO DE MEDICIÓN	2013	2011	2011	2011
Espesor mín/máx (m)	5/129	—/233	—/182	—/248

Tabla 1.1: Características de los glaciares en estudio ubicados en la cuenca alta del río Olivares, perteneciente a la Región Metropolitana de Chile. En la sección **ÁREA** se muestran los cambios areales de los glaciares durante el periodo mencionado en cada uno, donde la variación areal es la diferencia entre el área inicial y final; la tasa de variación areal es la velocidad de retroceso anual del glaciar; la variación en (%) corresponde a cuánto ha disminuido el área desde al primera medición hasta la última. En la sección **FRENTE**, la variación frontal corresponde a la cantidad de retroceso en metros que ha tenido el frente o lengua del glaciar durante el periodo mencionado; la tasa de variación frontal describe la velocidad anual con que retrocede la lengua del glaciar. En la sección **ESPESOR** se menciona el grosor máximo y mínimo detectado en cada uno de los glaciares, pero el mínimo solo lo posee Olivares Alfa. Elaboración propia mediante recopilación de información desde [DGA \(2011\)](#) y [Oberreuter et al. \(2014\)](#).

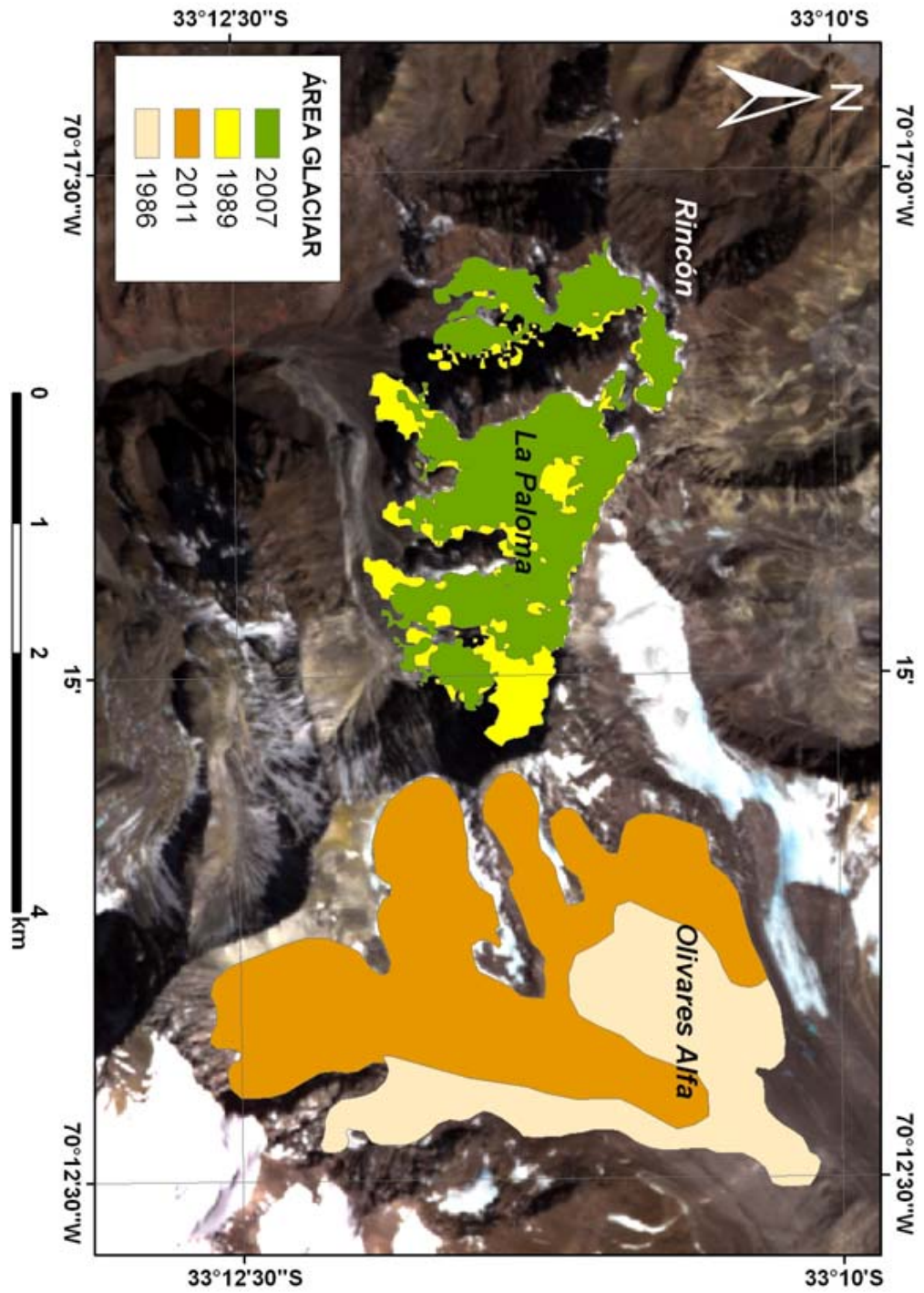


Figura 1.6: Cambios areales del glaciar Olivares Alfa hacia el año 2011. Fuente: DGA (2011).

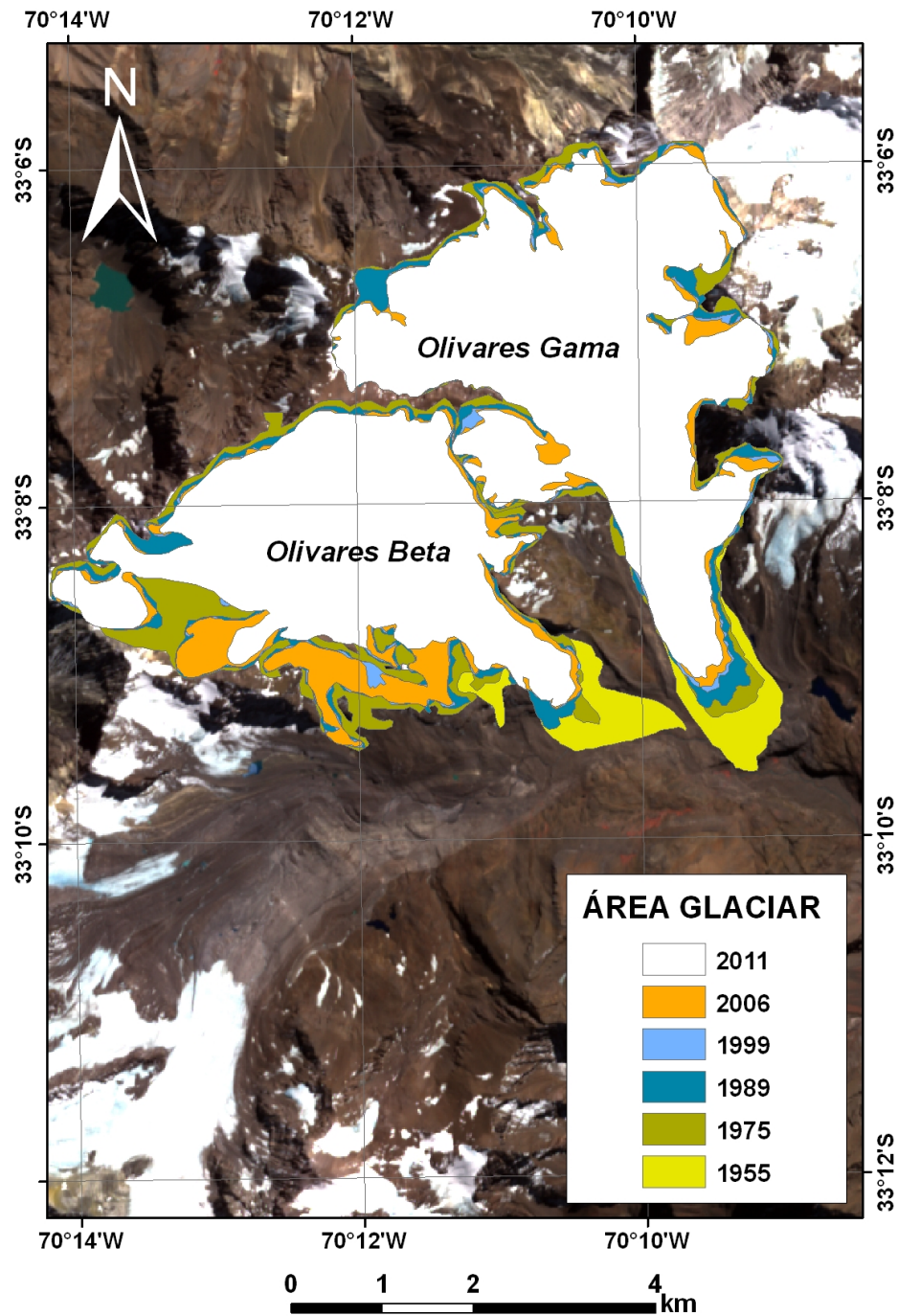


Figura 1.7: Cambios areales del glaciar Olivares Beta y Olivares Gamma hacia el año 2011. Fuente: [DGA \(2011\)](#).

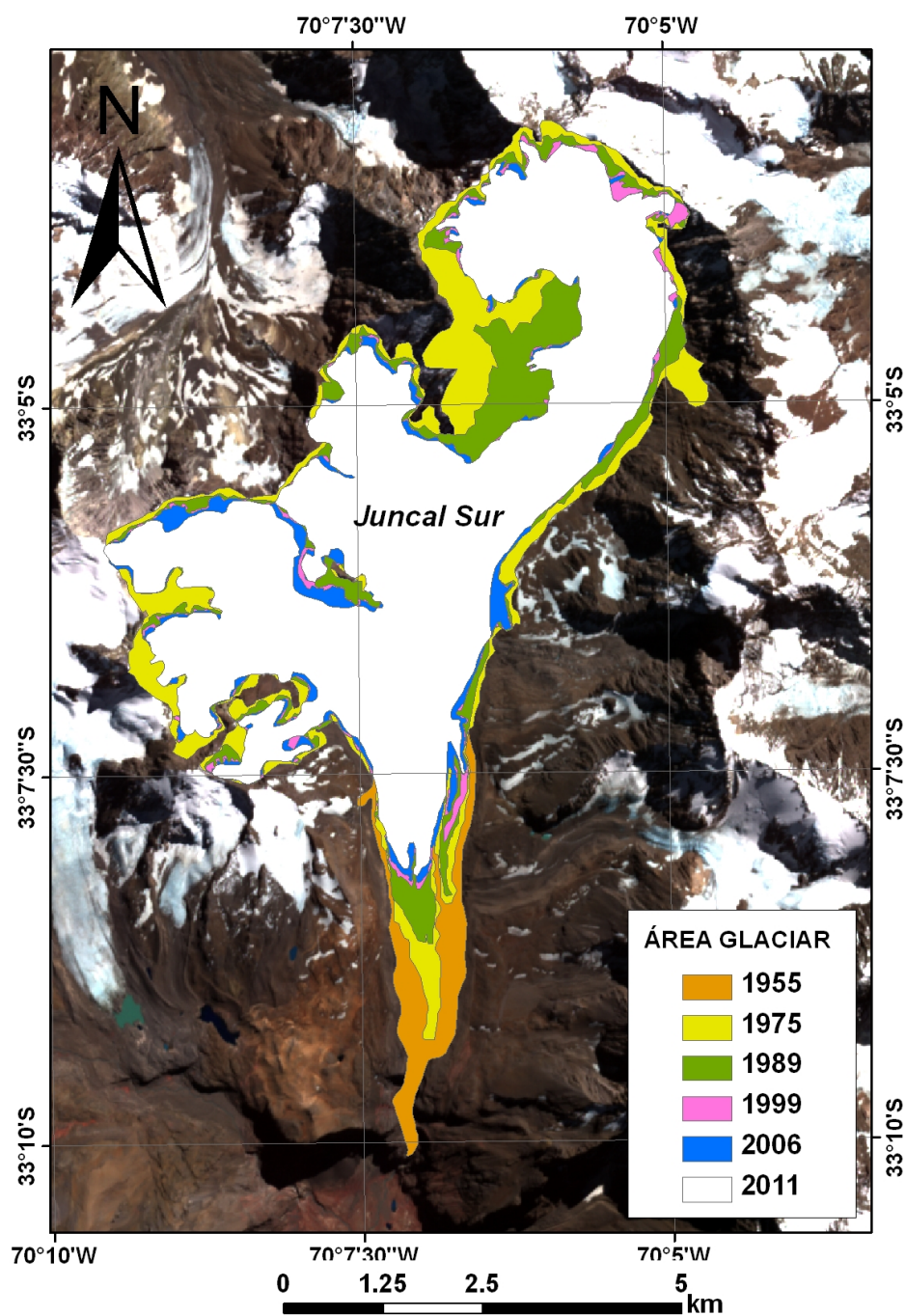


Figura 1.8: Cambios areales del glaciar Juncal Sur hacia el año 2011. Fuente: [DGA \(2011\)](#).

Capítulo 2

Marco Teórico

El presente estudio se centra en el empleo de un modelo numérico que simule los flujos involucrados en el balance de energía, los que posteriormente son utilizados para obtener ablación en glaciares, por lo que es necesario conocer previamente algunos conceptos fundamentales (Fig. 2.1) con el fin conseguir una mejor comprensión de este tema que será desarrollado en las siguientes secciones.

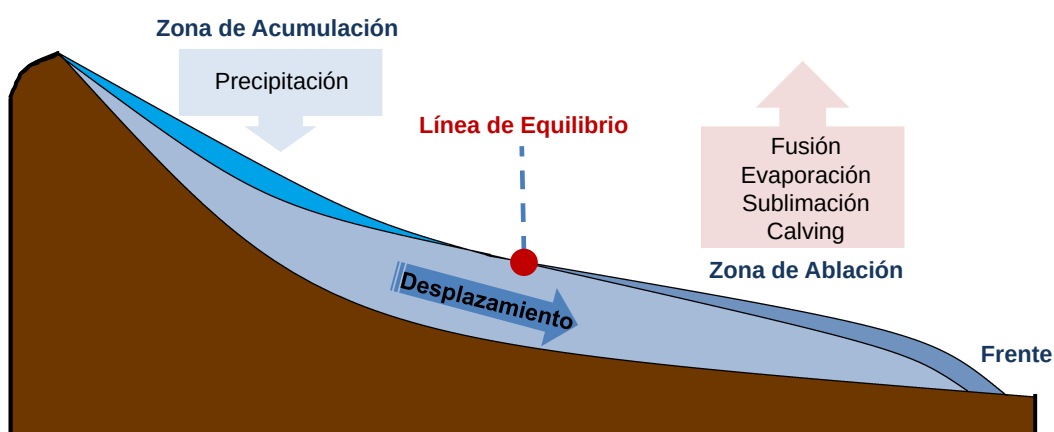


Figura 2.1: Zonas principales de un glaciar y las diferentes formas en que su masa puede aumentar o disminuir. Fuente: Elaboración propia.

Un concepto importante del cual han existido variadas definiciones a lo largo de los años es sobre la palabra glaciar (ver definición de glaciar también en [Lliboutry \(1956\)](#), [IPCC \(2002\)](#) y [DGA \(2009\)](#) entre otros), la cual será definida según [Allaby & Allaby \(2003\)](#), el cual establece que un **glaciar** es una gran masa de hielo ubicada sobre o adyacente a una superficie de tierra, y que además presenta movimiento, pues es una explicación simple y que engloba masas de hielo sin encasillar en un tamaño, pero que necesariamente parte de él esté adherido a tierra.

Un glaciar puede ser dividido en tres zonas, la **zona de acumulación** correspondiente a la zona de ganancia neta anual del glaciar donde lo que se gana por precipitación es mayor a lo que se pierde durante el año. Puede ser definida más estrictamente como *la parte de un glaciar donde la ganancia media anual de hielo, firn, y nieve es mayor que la pérdida media anual y cuya zona se compone de firn estratificado y nieve, junto con hielo de agua recongelada. Su límite inferior es la*

Línea de Equilibrio (Allaby & Allaby, 2003). Firn es nieve compactada del año anterior que es más dura que la nieve fresca pero menos dura que el hielo.

La **Zona de Ablación** es el sector de pérdida neta del glaciar, ya que lo que se pierde en forma de fusión, evaporación, sublimación y calving durante el año es mayor a lo que se gana, definida como *el área en que las pérdidas que incluyen calving, exceden las ganancias* (Allaby & Allaby, 2003). Calving corresponde a desprendimientos de grandes pedazos de hielo, desde el cuerpo principal del glaciar. Sublimación es un cambio de estado, donde el hielo pasa de su fase sólida a gaseosa.

La **Línea de Equilibrio** se define como la *línea en un glaciar que divide la zona de ablación (pérdida neta) de la zona de acumulación (ganancia neta)* (Allaby & Allaby, 2003) y también es llamada de forma imprecisa como isoterma 0°C . La parte más alejada de la zona de equilibrio corresponde al **frente** del glaciar, ya que es la zona más baja de él y por ende más cercana a la superficie terrestre el cual se encuentra en constante movimiento debido al desplazamiento del glaciar por tener mayor presión en su zona de acumulación.

Todos los conceptos anteriores son englobados en el de **balance de masa**, pues cada año un glaciar gana hielo mediante precipitación (balance positivo), pero también lo pierde por fusión y procesos anteriormente mencionados (balance negativo), por lo que si las ganancias y pérdidas no son iguales, el tamaño del glaciar – dimensiones y masa – va a cambiar con el tiempo (Cuffey & Paterson, 2010). De la mano a este concepto está el **balance de energía**, en el cual participan los distintos flujos energéticos entrantes y salientes del glaciar y que influyen en su cambio de masa. Este balance será presentado en detalle a continuación.

2.1. Balance de Energía

Los glaciares también son afectados por distintos flujos de energía que entran y salen de él (Fig. 2.2), los cuales interfieren en su balance de masa, pudiendo tener un balance negativo si es que la ablación predomina por sobre la de acumulación, y viceversa. Estos flujos son principalmente provenientes de la radiación solar que entra a la atmósfera e ingresa a la superficie glaciar ($E_S^{\downarrow}$), pero parte de ella es reflejada nuevamente hacia el exterior ($E_S^{\uparrow}$). Esta reflectividad se denomina albedo ($0 \leq \alpha \leq 1$) y varía dependiendo el tipo de superficie que tenga el glaciar (Cuffey & Paterson, 2010)(Fig. 2.3), donde un mayor albedo (como el de nieve fresca) generaría una menor ablación, debido a que se refleja más, y por el contrario cuando existe un albedo menor (como hielo cubierto por escombros) habría mayor ingreso de radiación de onda corta por lo que existiría mayor ablación.

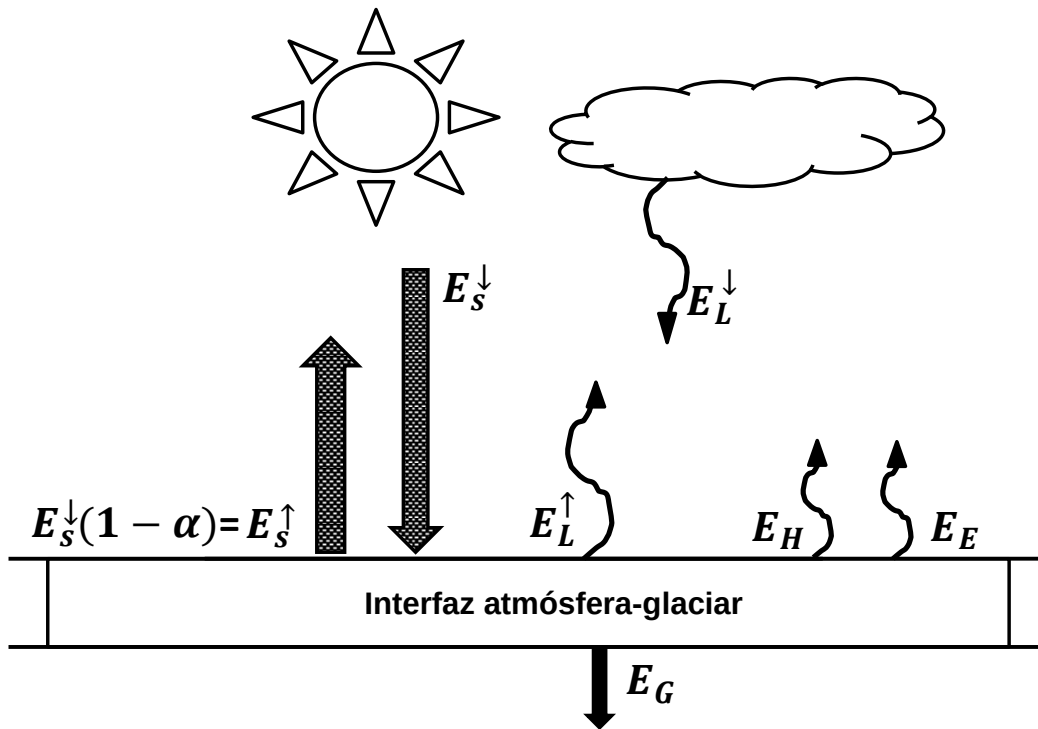


Figura 2.2: Flujos de energía que entran y salen de un glaciar. $E_s^\downarrow/E_s^\uparrow$ corresponde a la radiación de onda corta incidente/reflejada y α es el albedo de la superficie; $E_L^\uparrow/E_L^\downarrow$ es la radiación de onda larga emitida/reemitida por la superficie/nubosidad; E_H/E_E es el flujo turbulento de calor sensible/latente y E_G es el flujo de calor interno entre capas subsuperficiales. Fuente: Elaboración propia basada en conceptos expuestos en [Cuffey & Paterson \(2010\)](#)

Surface type	Recommended	Minimum	Maximum
Fresh dry snow	0.85	0.75	0.98
Old clean dry snow	0.80	0.70	0.85
Old clean wet snow	0.60	0.46	0.70
Old debris-rich dry snow	0.50	0.30	0.60
Old debris-rich wet snow	0.40	0.30	0.50
Clean firn	0.55	0.50	0.65
Debris-rich firn	0.30	0.15	0.40
Superimposed ice	0.65	0.63	0.66
Blue ice	0.64	0.60	0.65
Clean ice	0.35	0.30	0.46
Debris-rich ice	0.20	0.06	0.30

Figura 2.3: Albedo o reflectividad de distintos tipos de superficie glaciar. Fuente: [Cuffey & Paterson \(2010\)](#).

Por otro lado, también forman parte de estos flujos energéticos la radiación de onda larga, la cual se emite desde la superficie ($E_L^\uparrow$) y al tener contacto con las nubes parte de esta energía es reemitida hacia el suelo ($E_L^\downarrow$). También existen otros flujos energéticos denominados flujos turbulentos de calor sensible (E_H) y latente (E_E), que expresado en palabras generales el primero puede ser considerado como el traspaso de calor propiamente tal entre la interfaz atmosfera-glaciar y el segundo como la evaporación o sublimación de la superficie. Finalmente, también está el flujo de calor entre capas subsuperficiales (E_G) que como su nombre lo dice, corresponde al flujo de calor que ingresa hacia las capas inferiores del glaciar. Todos estos términos forman parte de lo que se conoce como balance de energía superficial, el cual será explicado detalladamente en la siguiente sección.

2.1.1. Balance de energía para modelo de una capa

Para explicar el balance de energía desde una base más física es necesario recordar la primera Ley de la Termodinámica, que establece la conservación de la energía. Para un sistema cerrado esta ley considera que el calor (dQ) que se agrega a un sistema es igual al cambio de la energía interna (dU) menos el trabajo realizado (dW) (Ec. 2.1).

$$dQ = dU - dW \quad (2.1)$$

Este calor disponible puede ser transportado hacia o desde un sistema de tres formas diferentes; *convección*, en la cual se produce un intercambio de masa y energía debido a movimientos de parcelas de fluido con diferentes cantidades energéticas; *conducción*, que no existe intercambio de masa, pero es necesario un medio para transferir el calor mediante colisiones entre átomos o moléculas; y *radiación*, donde no existe intercambio de masa, además de no requerir un medio para la transferencia de calor, y la energía radiante se mueve tan rápido como la velocidad de la luz.

Esta última es la forma con que llega la energía del Sol hacia la Tierra y la que predomina por sobre otras formas de intercambio en el planeta, por lo que para calcular un balance energético aproximado, bastaría en primera instancia considerar sólo los intercambios de energía de radiación. Esto se debe a que la cantidad de materia en el espacio, que podría afectar el flujo de energía que se genera entre el Sol y la Tierra es pequeña, y puede considerarse el espacio entre la fotosfera del sol y de la parte superior de la atmósfera terrestre como un vacío, donde sólo la radiación puede transportar energía (Hartmann, 1994).

Así como el Sol emite radiación hacia la Tierra (radiación de onda corta), la Tierra emite otro tipo de radiación debido a la porción de radiación que absorbió del Sol (radiación de onda larga), la cual depende de la temperatura de emisión del planeta, pues es la temperatura que un cuerpo negro necesita emitir con el fin de lograr la línea de equilibrio energético, ya que de lo contrario su temperatura aumentaría infinitamente. Un cuerpo negro es un cuerpo que absorbe toda radiación electromagnética y tiene la capacidad de emitirla en su totalidad.

La intensidad de la radiación emitida por el cuerpo negro depende solo de su temperatura, como es expresado en la Ley de Stefan-Boltzman (Ec. 2.2), la cual entrega el flujo de energía radiada por este (E).

$$E = \sigma T_e^4 \quad (2.2)$$

Donde T_e es la temperatura de emisión debido a la energía recibida en forma de radiación solar medida en el tope de la atmósfera y $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$ en unidades de $Wm^{-2}K^{-4}$, la cual representa la constante de proporcionalidad de Stefan-Boltzman para un cuerpo negro, pero cabe recordar que al utilizar esta ley sobre elementos presentes en la Tierra, σ es multiplicado por ϵ , que representa la emisividad de cada material ($0 \leq \epsilon \leq 1$) y como la del hielo y agua es alta ($\sim 0,92$), en este estudio será considerada 1.

Para realizar el cálculo de la radiación que ingresa y se libera de un cuerpo se debe conocer la densidad de flujo energético en forma de radiación solar que llega a la distancia media entre un planeta y el Sol, habitualmente llamada constante solar (S_o) por ser un valor promedio que se obtiene de los ciclos solares, el más conocido de ~ 11 años. Para la Tierra, S_o corresponde a $1367 W/m^2$, el cual ha oscilado en 0,1 % para los ciclos solares 21 y 22 ¹ (Fröhlich & Lean, 2004).

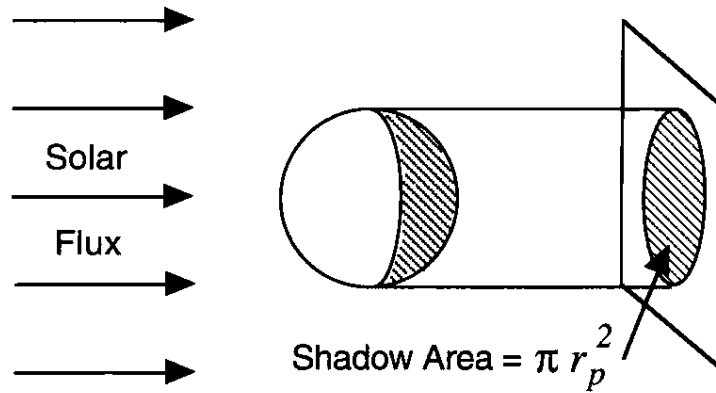


Figura 2.4: Diagrama que muestra el área de la zona de sombra en un planeta esférico. Fuente: Hartmann (1994).

La densidad de flujo se define en relación a una superficie plana perpendicular a la dirección de la radiación, pues la radiación solar es esencialmente un haz paralelo y uniforme que intersecta a un planeta en su trayectoria, debido a que los planetas tienen diámetros que son pequeños en comparación con su distancia del sol.

La cantidad de energía que incide en un planeta, es igual a la constante solar del área que es barrida de ese cuerpo debido al flujo de energía que llega. La zona que no es cubierta por el haz de luz se denomina zona de sombras (Fig. 2.4) la cual no es afectada por la radiación incidente.

¹El ciclo solar 21, 22 y 23 corresponden al ciclo de las manchas solares para el periodo 1976-1986, 1986-1996 y 1996-2008 respectivamente.

Finalmente por geometría se tiene que:

$$\text{Radiación solar absorbida} = S_o(1 - \alpha_p)\pi r_p^2 \quad (2.3)$$

$$\text{Radiación terrestre emitida} = \sigma T_e^4 4\pi r_p^2 \quad (2.4)$$

Donde S_o es la constante solar, α_p es el albedo planetario y r_p el radio del planeta. Luego, igualando las Ec.(2.3) y Ec.(2.4) se obtiene la temperatura de emisión que se necesita para la Ec. (2.2).

$$\sigma T_e^4 = \frac{S_o(1 - \alpha_p)}{4} \quad (2.5)$$

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{(S_o/4)(1 - \alpha_p)}{\sigma}} \quad (2.6)$$

Esta temperatura de emisión (Ec. 2.6), puede ser calculada para diferentes escenarios; suponiendo una Tierra sin atmósfera, la temperatura promedio de emisión sería de $\sim -18^\circ\text{C}$, muy por debajo a lo que aún podría ser la temperatura promedio real de la Tierra $\sim +15^\circ\text{C}$ la cual puede entenderse gracias al Efecto Invernadero. El Efecto Invernadero es un fenómeno natural, forzado por agentes naturales o antropogénicos y que se produce por la acción de la atmósfera que actúa como barrera, aumentando la temperatura en la Tierra.

Un ejemplo sencillo para demostrar este aumento es calculando el balance energético para el modelo de una capa atmosférica (Fig. 2.5), que actúa como barrera transparente para la radiación proveniente del sol, pero opaca para la radiación terrestre. No obstante, este modelo ha sido expandido también a N capas, para generar mayor realismo (ver Hartmann (1994)).

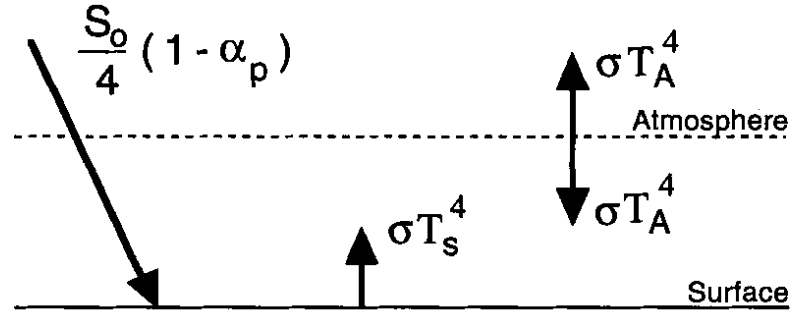


Figura 2.5: Diagrama del flujo de energía para el modelo de una capa. Fuente Hartmann (1994).

Calculando el balance de energía entre el Tope de la Atmósfera (TOA) y la superficie se tiene:

Balance energético TOA:

$$\frac{S_o}{4}(1 - \alpha_p) = \sigma T_A^4 = \sigma T_e^4 \quad (2.7)$$

Balance energético TOA-superficie:

$$\sigma T_s^4 = 2\sigma T_A^4 \Rightarrow \sigma T_s^4 = 2\sigma T_e^4 \quad (2.8)$$

Finalmente el balance de energía en la superficie es:

$$\frac{S_o}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4 \quad (2.9)$$

$$\Rightarrow \sigma T_s^4 = 2\sigma T_e^4 \quad (2.10)$$

Luego de hacer este balance de energía para el modelo simple de una capa, se observa que la temperatura de emisión terrestre aumentaría al doble si hay una capa que es opaca para la radiación terrestre, exponiendo de forma simple la metodología aplicada en el balance de energía, el cual se ha perfeccionado con el tiempo al agregarle mayor cantidad de capas y parámetros que varían temporalmente; estos parámetros pueden ser la nubosidad, el ángulo de inclinación del sol y la orientación, los cuales afectan directamente el balance de energía en superficie, zona de interfaz que concierne estrictamente a este estudio.

2.1.2. Balance de energía en la superficie

La superficie de la Tierra es el límite entre la atmósfera y la tierra u océano, pero es bastante difícil definir esa interfaz cuando el agua está muy perturbada o hay vegetación que emerge de manera no uniforme sobre la tierra. En la mayoría de los casos se supone solo como una simple interfaz entre dos medios, pero al hacer el intercambio de energía de los flujos importantes a través de la superficie son de gran relevancia los primeros metros del suelo.

Los flujos de energía a través de la superficie son tan importantes para el clima como los flujos en la parte superior de la atmósfera, pero los primeros adquieren mayor relevancia porque el clima en la superficie es de más importancia práctica. El balance de energía superficial determina la cantidad de flujo de energía disponible para derretir, evaporar o sublimar el agua de la superficie y para subir o bajar la temperatura ([Hartmann, 1994](#)). La cantidad de energía disponible en la superficie es más compleja de obtener que la disponible en la parte superior de la atmósfera, ya que requiere la consideración de flujos de energía que no son solo por radiación como fue expuesto de forma simple en la Sec. (2.1.1), sino que también por conducción, convección de calor y humedad a través del movimiento de los fluidos. De manera más específica, el balance de energía superficial depende de la insolación, las características de la superficie, tales como la humedad y la cubierta vegetal, sin olvidar las características de la atmósfera que la recubre.

Este flujo de energía disponible en la superficie está muy relacionado con el ciclo hidrológico, por lo que es necesario aplicarlo en sectores con condiciones atmosféricas más extremas como lo es el área glaciológica, donde el tipo de superficie es muy particular, con temperaturas oscilando en los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ o incluso inferiores.

Las contribuciones energéticas que posee un balance superficial provienen primeramente de la energía emitida por el sol debido a la constante solar, pero la Tierra usualmente recibe una menor cantidad debido a las diferentes inclinaciones de los rayos que llegan a esta en distintas horas del día (E_S), donde cierta parte energética se pierde debido al albedo superficial (α), por lo que la radiación de onda corta neta corresponde a $E_S^{\downarrow}(1 - \alpha)$. Parte de la radiación de onda corta entrante ($E_S^{\downarrow}$) llega a la superficie y se emite como radiación de onda larga nuevamente hacia el espacio (E_L) o puede ser recibida por las nubes, para luego ser emitida igualmente como onda larga hacia el espacio o hacia el suelo.

Otro contribuyente en el balance son los flujos turbulentos, como el flujo turbulento de calor sensible (E_H) que libera/absorbe calor desde la superficie si el aire es más cálido/frío en la superficie que en la atmósfera. Además la superficie recibe/libera calor mediante el flujo turbulento de calor latente (E_E) cuando el vapor de agua de la atmósfera se condensa/evapora o sublima. Otra variable importante en el balance energético corresponde al flujo de calor interno entre las capas subsuperficiales (E_G) y la precipitación (E_P) que cae sobre la zona de estudio la cual puede ser despreciada, ya que usualmente es insignificante (Hock, 2005).

Asumiendo una transferencia no horizontal de calor en la superficie y positivos/negativos los flujos entrantes/salientes, el flujo de energía neta superficial (E_N) se calcula como se muestra en la Ec. (2.11) (Cuffey & Paterson, 2010):

$$E_N = \overbrace{E_S^{\downarrow} + E_S^{\uparrow} + E_L^{\downarrow} + E_L^{\uparrow}}^{E_R} + E_G + E_H + E_E + E_P \quad (2.11)$$

Los primeros cuatro términos de la derecha pertenecientes a la Ec. (2.11) son mediciones directas, pero para las componentes restantes es importante conocer su forma de cálculo, ya que se obtienen de forma implícita y con constantes previamente calculadas. Una de las formas más conocidas para estimar los flujos turbulentos es mediante la aproximación *Bulk Aerodynamic* (Ec. 2.12 y 2.13).

$$E_H = \rho_a c_a C_H u [T_a - T_s] \quad (2.12)$$

$$E_E = \rho_a L_{v/s} C_E u [q_a - q_s] \quad (2.13)$$

Esta aproximación toma en cuenta que el calor sensible y latente son relativamente proporcionales a los contrastes de temperatura y humedad respectivamente, entre la superficie (s) y el aire adyacente (a). $T_{s/a}$ representa la temperatura, $q_{s/a}$ representan la razón de mezcla de saturación, ρ_a es la densidad de aire, u es la intensidad del viento a cierta altura, c_a es la capacidad calorífica específica del aire a presión

constante, L_v es el calor latente de vaporización del hielo y $C_{H/E}$ es denominado *bulk exchange parameter* para el calor/humedad.

$$E_G = k_T \frac{\partial T}{\partial Z} - E_s^\downarrow [1 - \alpha_s] f_a(\Delta Z) \quad (2.14)$$

$$E_G = k_T \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (2.15)$$

Para el cálculo del flujo de calor interno entre capas subsuperficiales es posible utilizar la Ec. (2.14), donde k_T es la conductividad térmica de la nieve o hielo, Z es la profundidad bajo la superficie, $E_s^\downarrow$ es la radiación de onda corta incidente, α_s representa el albedo y f_a es factor de multiplicación que depende de la profundidad Z . Como este ΔZ es muy pequeño, en comparación con el radio de la Tierra, $f_a \simeq 0$, despreciándose el segundo término de lado derecho.

2.1.3. Tasa de ablación

Posterior al balance de energía, E_N debe ser transformado a una cantidad tangible de agua liberada o capturada por un glaciar para un cierto periodo, expresada en unidades de longitud, donde si $E_N > 0$ existe fusión y si $E_N < 0$ existe recongelamiento. Como lo anterior es un punto importante en este estudio, deben ser explicados los diversos factores que pueden llevar a una fuerte liberación de agua en un glaciar. Existen dos factores primarios que contribuyen con energía de forma más significativa a la ablación (Cuffey & Paterson, 2010) y son *la luz solar* que es la radiación de onda corta incidente y reflejada, y el *contenido de calor en la atmósfera*, que es una condicionante para la temperatura de emisión de la superficie (T_e), pues determina la radiación de onda larga emitida desde esta interfaz; es debido a esto que el glaciar se mantiene a una temperatura comparable a la suprayacente y al mismo tiempo es capaz de devolver energía a su entorno. La baja/alta reflectividad/absorción en el hielo o nieve es otro factor que contribuye a la liberación de agua, dependiendo el grado de exposición a factores externos, ya que puede hacer que disminuya el albedo.

Para transformar de manera aproximada el flujo de energía residual a una tasa de ablación, se debe tener presente la existencia de la Ec. (2.16), que es otra forma de obtener el residual de energía disponible para ablación, donde en el primer término, $\dot{m}$ es positivo para fusión y negativo para recongelamiento. ρ_w es la densidad del agua y L_f es el calor latente de fusión para el hielo ($3,34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$). El parámetro f_r indica la fracción de fusión que se congela dentro de una capa ($0 \leq f_r \leq 1$). El segundo término representa la tasa de ganancia de calor sensible en una columna vertical por unidad de área a través de la capa de densidad ρ , capacidad de calor específico c , temperatura T y tiempo t . Finalmente si las temperaturas han alcanzado el punto de fusión en toda la capa, el segundo término es igual a cero, f_r es igual a cero, y la tasa de ablación es simplemente la Ec. (2.17). Tales condiciones a menudo se producen en verano en las zonas de ablación de los glaciares templados (Cuffey & Paterson, 2010) y es por eso que la tasa de ablación ($\dot{A}$) calculada en este trabajo se remitirá estrictamente a la Ec. (2.18).

$$\rho_w L_f \dot{m} [1 - f_r] + \int_0^{\Delta z} \rho C \frac{\partial T}{\partial t} dz = E_N \quad (2.16)$$

$$\dot{m} = \frac{E_N}{\rho_w L_f} \quad (2.17)$$

$$\dot{m} = \dot{A} \quad (2.18)$$

El resultado de esto se puede clasificar de la siguiente forma:

$$\text{Si } \dot{A} \begin{cases} > 0, \text{ Ablación} \\ \leq 0, \text{ Recongelamiento} \end{cases} \quad (2.19)$$

Por otro lado, si posteriormente se quisiera obtener la energía que se libera por medio de sublimación y evaporación se aplicaría la Ec. (2.20). Tres procesos favorecen la sublimación: aire seco (e pequeño), una superficie caliente (e_s grande), y los vientos fuertes ($\bar{v}$ grande) (Cuffey & Paterson, 2010). Generalmente, la energía consumida por evaporación y sublimación reduce la energía disponible para calentamiento y fusión de la superficie, pero el periodo de estudio que se desea analizar remite estrictamente a la temporada de ablación glaciaria en el Hemisferio Sur (octubre-marzo), por lo que la sublimación y evaporación no tiene mayor relevancia, a menos que la zona de estudio haya sido remitida a los casquetes polares. Esta tasa de sublimación/evaporación puede ser calculada mediante la Ec. (2.20), utilizando el flujo turbulento de calor latente (E_E)

$$\dot{S} = - \frac{E_E}{\rho_i L_{s/v}} \quad (2.20)$$

$\dot{S}$ corresponde a la tasa de sublimación/evaporación cuando se utiliza L_s/L_v , E_E es el flujo turbulento de calor latente, y $L_{s/v}$ es el calor latente de sublimación ($2,8 \times 10^6 J/kg$) y evaporación ($2,3 \times 10^6 J/kg$) respectivamente y ρ_i es la densidad del hielo ($\sim 900 kg/m^3$). Finalmente, la tasa de ablación podría ser definida en este caso como la Ec. (2.21).

$$\dot{A} = \dot{M} + \dot{S} \quad (2.21)$$

A continuación, se muestra el diagrama de flujo con el proceso de cálculo para llegar a obtener tasa de ablación mediante balance de energía (Fig. 2.6), recordando que para lograr este resultado se han realizado las suposiciones y aproximaciones debidamente explicadas en los párrafos anteriores.

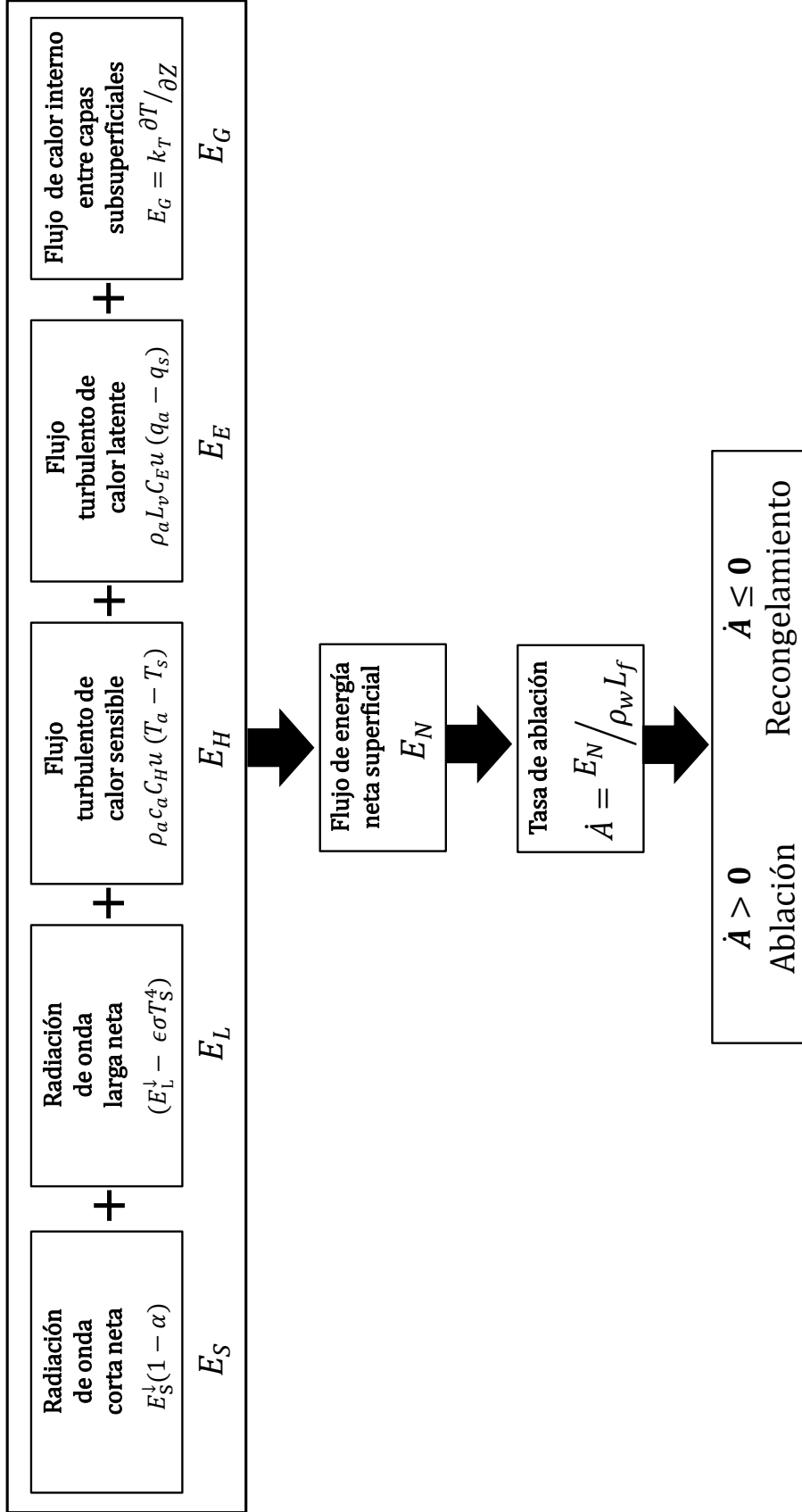


Figura 2.6: Diagrama de flujo con la teoría del balance de energía para lograr calcular tasa de ablación. Elaboración propia basándose en Cuffey & Paterson (2010).

2.2. Modelos numéricos regionales

La modelación numérica es una herramienta computacional basada en el cálculo numérico, que busca discretizar las ecuaciones gobernantes del medio estudiado con el fin de lograr representar de forma aproximada su comportamiento, pues asume diversas suposiciones físicas sobre los fenómenos que suceden dentro de este medio, dando así la posibilidad de conocer su pasado o pronosticar su futuro. Cuando estos modelos dan la posibilidad de acotar la zona de estudio, son llamados modelos regionales.

En el último siglo esta herramienta ha sido muy utilizada alrededor del mundo, principalmente por el gran interés de comprender y conocer lo que sucederá sobre la Tierra con respecto al cambio climático. Ejemplo de esto es el modelo PRECIS (Providing REgional Climates for Impacts Studies) (Pal et al., 2007) el cual ha dado la posibilidad de simular diferentes escenarios sobre el cambio climático hasta finales de siglo en variadas zonas del planeta, entregando desde propuestas catastróficas hasta otras más optimistas.

Por el contrario, otros modelos regionales (ver por ejemplo BRAMS (Freitas et al., 2009) referente a océano y MM5 (Grell et al., 1994) referente a atmósfera) dan la posibilidad de reconstruir (pasado) las condiciones de la Tierra, principalmente oceánicas y atmosféricas, como es el caso de ROMS (Regional Ocean Modeling System) (Shchepetkin & McWilliams, 2005) que permite obtener campos de corrientes marinas mediante forzantes externos como vientos y mareas o bien detectar cambios en la circulación debido a gradientes de temperatura y salinidad, que son fuertes indicadores del estado del fenómeno ENOS.

En el caso de la atmósfera, el modelo WRF (Weather Research and Forecasting) (Skamarock & Klemp, 2008) es una potente herramienta de simulación pues es útil para realizar reconstrucciones de temperatura, precipitación y humedad entre otros, pero también funciona como sistema de pronóstico meteorológico proyectando condiciones atmosféricas con hasta 16 días de anticipación, aunque recordando que en esa cantidad de tiempo el pronóstico ya no resulta fiable pues la atmósfera presenta un constante movimiento.

Este último modelo fue el utilizado para realizar el presente estudio, pues además de las variables mencionadas anteriormente, permite simular los flujos energéticos necesarios para realizar un balance de energía, y así tener la posibilidad de calcular ablación sobre los glaciares de la zona de estudio, utilizando diferentes configuraciones físicas que serán explicadas más adelante.

Antes de conocer en más detalle el modelo WRF es necesario conocer algunas de las características que tienen los modelos regionales. La principal es que buscan aumentar la resolución espacial y temporal de un área sin que las exigencias computacionales aumenten, definiendo una región restringida llamada dominio, el cual queda restringido a su vez por condiciones iniciales y de borde (proporcionadas por reanálisis), haciendo posible una reducción de escala (en inglés: *Downscaling*). Esta

característica brinda una herramienta útil para obtener productos en alta resolución, sobre la base informacional de un modelo global de baja resolución.

También tienen la posibilidad de aproximar fenómenos que ocurren en el medio estudiado mediante lo que se conoce como parametrizaciones físicas, que buscan representar estos fenómenos, considerándolos físicamente como un flujo que puede ser simplificado o hacerse más complejo. Un ejemplo de esto serían las distintas formas de modelar transferencia radiativa o la microfísica de nubes.

Como los modelos numéricos son aproximaciones de las ecuaciones de la física, presentan diversas fuentes de error. Las principales fuentes de error son las ya mencionadas parametrizaciones, ya que son suposiciones físicas para simplificar fenómenos; el estudio de fenómenos a escala local también es un problema, pues se parte de condiciones iniciales que tienen menor resolución y que incluso pueden no ser las más óptimas para el estudio; la ausencia de datos para la evaluación de los resultados también genera una fuente de error que se desconoce, porque el modelo no ha sido verificado.

La evaluación (o validación) es un tema importante en el área de la modelación, y consiste en comparar los resultados que entrega el modelo con datos observados sobre la zona de estudio. Esto permite saber si existen deficiencias en las parametrizaciones físicas utilizadas, que podrían estar provocando una sobreestimación o una subestimación de la realidad, o bien concluir que el modelo simplemente no es el más óptimo para representar el fenómeno físico que se investiga.

Conocer las diferencias que existen entre la simulación y la realidad permite dirigir esfuerzos hacia una mejora del modelo mediante su calibración con datos observados, lo que ayuda a contribuir en una mejor orientación de las investigaciones siguientes. No obstante, frecuentemente no se dispone de mediciones en terreno, como es el caso del presente estudio, pero de igual forma pueden llevarse a cabo diferentes estudios de sensibilidad en la física del modelo (ver por ej. [Liu et al. \(2011\)](#)), que pueden ser considerados por investigaciones posteriores, cuando sí se disponga de observaciones de la zona.

2.2.1. WRF-ARW

El modelo Weather Research and Forecasting (WRF) (Skamarock & Klemp, 2008) es un modelo regional que se utiliza en las ciencias atmosféricas, para pronóstico e investigación. Fue el resultado de un proyecto liderado por El Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP) y el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR) de Estados Unidos en el año 2000 con el objetivo de crear un modelo de mesoescala ² avanzado para investigar la circulación atmosférica. Está basado en el modelo MM5 (Grell et al., 1994) de la Universidad del Estado de Pensilvania, diseñado para investigación atmosférica, y en modelo Eta (Black, 1994) de NCEP diseñado para predecir el tiempo.

En base al enfoque de estudio que tenían los modelos que dieron origen a WRF, existen a disposición dos sistemas (o formas) para resolver las ecuaciones que gobiernan la dinámica atmosférica, uno de ellos es el *Advanced Research WRF solver* (WRF-ARW) desarrollado por NCAR y por otro lado está el *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (WRF-NMM) impulsado por NCEP.

Descripción

Este estudio se basa en el sistema WRF-ARW versión 3 que resuelve las ecuaciones primitivas de la atmósfera de forma implícita ³ en un sistema de coordenadas Euleriano (Shamarock et al., 2008), es decir con un observador fijo respecto a la tierra, representando el tipo de coordenadas más sofisticadas en los modelos atmosféricos, pues resuelven las ecuaciones primitivas considerando un sistema fijo de coordenadas, con la posibilidad de fraccionar el área de estudio en grillas horizontales y verticales, en intervalos de tiempo específicos.

Una característica importante del modelo es que es conservativo para variables escalares y es no-hidrostático, permitiendo que la fuerza del gradiente de presión no esté en equilibrio con la fuerza de gravedad, favoreciendo el libre movimiento de las parcelas de aire y posibilitando la generación de convección y ascenso orográfico entre otros. No obstante, de igual forma está disponible la opción para resolver ecuaciones en forma hidrostática.

Tiene un sistema de coordenadas verticales llamadas sigma (Ec.2.22) que siguen el contorno del terreno y en el modelo son delimitadas en la vertical por una presión constante en el tope de la atmósfera, cuyo valor habitual es 50 hPa (Fig. 2.7). WRF da la posibilidad de estrechar estas líneas manualmente, lo que comúnmente se realiza en la zona más cercana a la superficie y puede ser realizado mediante la Ec. (2.22), en que P_{ht} corresponde a la presión en el tope de la atmósfera, (50 hPa para el modelo), P_h es la presión en cada nivel vertical y P_{hs} se refiere a la presión a nivel del mar (1013,15 hPa).

²Una estructura de mesoescala puede tener una resolución espacial de 2 a casi 2000 km y una resolución temporal entre minutos a unos pocos días.

³Resolución de ecuaciones implícitamente se refiere que obtiene resultados a partir de variables calculadas por el mismo modelo previamente

$$\sigma = \frac{P_h - P_{ht}}{P_{hs} - P_{ht}} \in [0, 1] \quad (2.22)$$

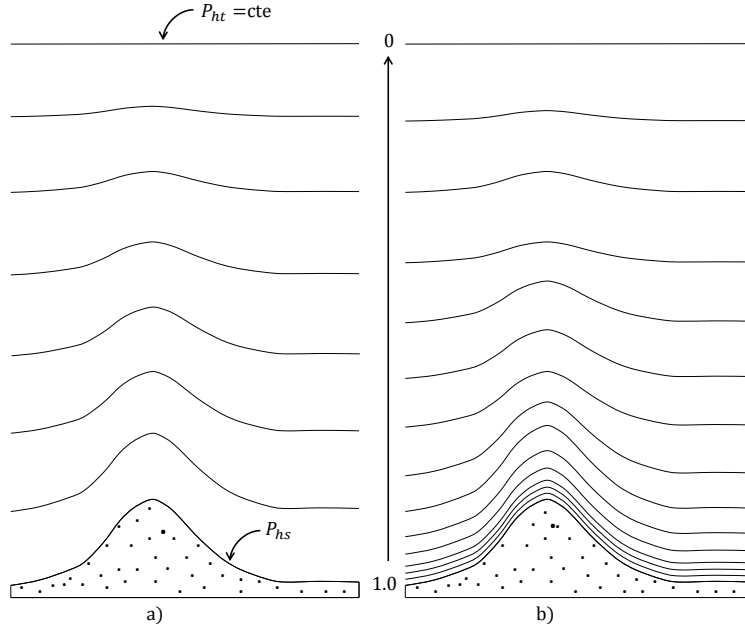


Figura 2.7: Niveles sigma a) espaciados uniformemente b) comprimidos cerca de la superficie. Fuente: Elaboración propia en base al manual de WRF-ARW v3 [Shamarock et al. \(2008\)](#).

Al momento de construir las simulaciones, WRF utiliza una grilla tridimensional Arakawa-C (Fig. 2.8) sobre un sistema cartesiano y posiciona las componentes de la velocidad horizontal (u, v) y vertical (ω) en el punto medio de cada arista que tiene la cuadrícula. La componente u , se sitúa en dirección este-oeste, v norte-sur, ω en la vertical y en el centro de cada cuadrícula se posicionan variables del balance de masa, termodinámicas o escalares entre otros. El resultado que genera la simulación se ubica en cada uno de los vértices de la grilla a una distancia Δx y Δy ambas equidistantes al punto y que definen la resolución horizontal del modelo. No ocurre lo mismo en los niveles verticales, donde la distancia entre los niveles σ puede variar a medida que se aleja de la superficie.

Para la discretización del tiempo, se utiliza un método de integración llamado Runge-Kutta de 3° orden (RK3) que integra un conjunto de ecuaciones diferenciales ordinarias (ver [Shamarock et al. \(2008\)](#)) y es muy preciso para ecuaciones de tiempo lineales de frecuencia. A pesar de que la alta frecuencia es considerada insignificante por el modelo a una escala meteorológica, los modos producidos por ondas acústicas resultan en una limitante para la estabilidad del modelo, por lo que mediante una integración en pasos de tiempo más pequeño estas son integradas explícitamente cuando están asociadas a modos horizontales de propagación e implícitamente cuando se propagan verticalmente ([Skamarock & Klemp, 2008](#)) generando la opción de realizar pasos de tiempo adaptativos en el modelo.

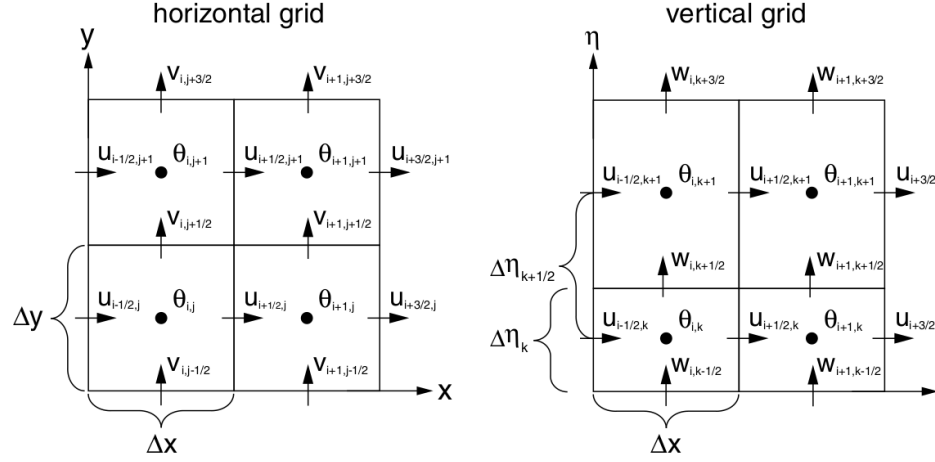


Figura 2.8: Grilla Arakawa-C para la grilla horizontal (izquierda) y vertical (derecha). u, v corresponden a la velocidad horizontal y w a la velocidad vertical, θ es la variable parametrizada. Fuente: Skamarock & Klemp (2008).

Física

WRF resuelve las ecuaciones primitivas de la física como la conservación de la masa, conservación del momentum y conservación de energía, que rigen el comportamiento de la atmósfera y por lo tanto también de los fenómenos que se producen dentro de ella. La aplicación de diferentes suposiciones sobre estas ecuaciones dan origen a distintas formas de parametrizar fenómenos que suceden en la atmósfera, las cuales son codificadas en WRF para realizar cambios de física en el modelo y a la vez tienen la posibilidad de interactuar entre sí de forma unidireccional como los cúmulos sobre la microfísica y bidireccional como sucede entre la superficie y la capa límite planetaria (Fig.2.9) (ver más detalle en Skamarock et al. (2008)).

- **Microfísica:** Configura los tipos de transformaciones que podría tener el vapor de agua en la atmósfera, abarcando desde una discriminación simple entre precipitación líquida y no precipitación hasta otras con procesos más complejos, en que puede haber una diferenciación entre lluvia, nieve, o granizo a diferentes alturas, pudiendo ser mejorado al utilizar otras extensiones del modelo. La versión 3.7 dispone de 17 esquemas, como Kessler (Kessler, 1969), Thompson (Thompson et al., 2008), WSM5 (Hong et al., 2004).
- **Parametrización de cúmulos:** Estos esquemas son responsables de los efectos de nubes convectivas y/o superficiales, representando flujos verticales debidos a corrientes ascendentes y descendentes alimentadas por la captura de flujos no turbulentos en superficie que son liberados en altura ⁴, proporcionando así perfiles verticales de humedad y calentamiento. WRF modela estos procesos en grillas individuales por lo que solo son útiles en grillas por sobre 10 km de resolución espacial pertenecientes a la misma grilla en compensación del movimiento fuera de las nubes. La versión 3.7 contiene 14 esquemas,

⁴Estos procesos horizontales se llaman en inglés como entrainment y detrainment, pudiendo ser traducidos como arrastre y desarrastré, no existiendo esta última en la Real Academia Española.

por ejemplo Kain-Fritsch (Kain, 2004), Betts-Miller-Janjic (Janjic, 1994) y no cúmulos.

- **Física de la superficie:** Se basa en parametrizaciones de la superficie terrestre en múltiples capas que van desde un modelo térmico simple a otros más complejos que consideran la humedad y calor del suelo para generar los flujos de calor latente y sensible que necesita la capa límite planetaria para cerrar el balance energético. Tiene 8 esquemas en la versión 3.7, destacando Thermal Diffusion (Dudhia, 1996), RUC (Benjamin et al., 2004) y Unified-Noah (Tewari et al., 2004).
- **Física de la capa límite planetaria:** Parametriza todo lo que sucede sobre la superficie hasta la atmósfera libre y es capaz de poder incluir la fricción del suelo además de los flujos turbulentos y dependiendo la complejidad, puede separarse en múltiples capas para separar la zona de mezcla e incluir la difusión vertical. En la versión 3.7 existen 14 configuraciones, y dentro de ellas están YSU (Hong et al., 2006), Mellor-Yamada-Janjic (Janjic, 1994) y ACM2 (Pleim, 2007).
- **Física de la radiación atmosférica:** puede modelar la radiación de onda corta y larga con múltiples bandas espectrales o bien de una forma simplificada, pudiendo además ser afectada por nubosidad y flujos superficiales. Tiene la posibilidad de interactuar con gases traza, dióxido de carbono y el ozono, que pueden ser constantes en la capa de mezcla o bien variables si se utilizan otras extensiones como WRF-CHEM. La versión 3.7 posee 9 esquemas para radiación de onda corta y 9 para radiación de onda larga, como CAM (Collins et al., 2004), RRTMg (Iacono et al., 2008), Goddard (Chou et al., 2001).

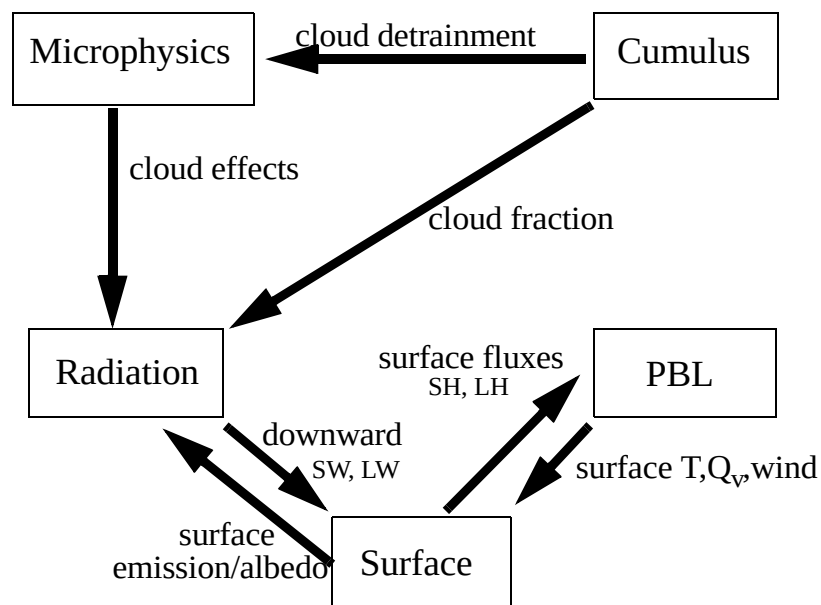


Figura 2.9: Interacción entre las parametrizaciones físicas de un modelo de predicción atmosférica. Fuente: Dudhia et al. (2005).

Proceso

Al igual que todos los modelos regionales, WRF funciona mediante el ingreso de condiciones iniciales y de borde con las que construye las simulaciones. Esta información proviene de reanálisis pertenecientes a modelos meteorológicos globales, como es el caso del modelo global FNL proporcionado por NCEP que entrega condiciones iniciales al modelo cada 6 horas. Para que estos datos de entrada logren generar una simulación, es necesario seguir pasos previos que recaen en varios módulos de WRF con distintas funciones (Fig. 2.10).

■ WPS

WRF Preprocessing System corresponde al preprocesamiento del modelo, conformado por tres programas que en conjunto preparan las condiciones iniciales y de borde para la simulación. Las huellas generadas en este proceso son documentadas por el archivo *namelist.wps*.

1. **Geogrid:** Interpola datos de topografía a la grilla del modelo, permitiendo seleccionar geográficamente el área de estudio mediante el trazado de un dominio y sus anidados ⁵.
2. **Ungrib:** Desempaqueta las condiciones iniciales provenientes de modelos globales a un formato genérico, preparando de esta forma los archivos con que será lanzada la simulación.
3. **Metgrid:** Interpola horizontalmente para delimitar la grilla solo al dominio establecido en geogrid.

■ ARW

Advanced Research WRF corresponde al sistema de resolución de ecuaciones de WRF caracterizado anteriormente para generar la simulación. En esta parte del proceso actúan las parametrizaciones físicas del modelo, definidas en el archivo *namelist.input*.

1. **Real:** Interpola verticalmente la grilla según la disposición vertical de las coordenadas sigma.
2. **WRF:** Genera la simulación numérica según la física propuesta y es almacenada en archivos con formato NetCDF.

⁵Se llaman anidamientos a los dominios que están situados dentro del área de un dominio de mayor tamaño.

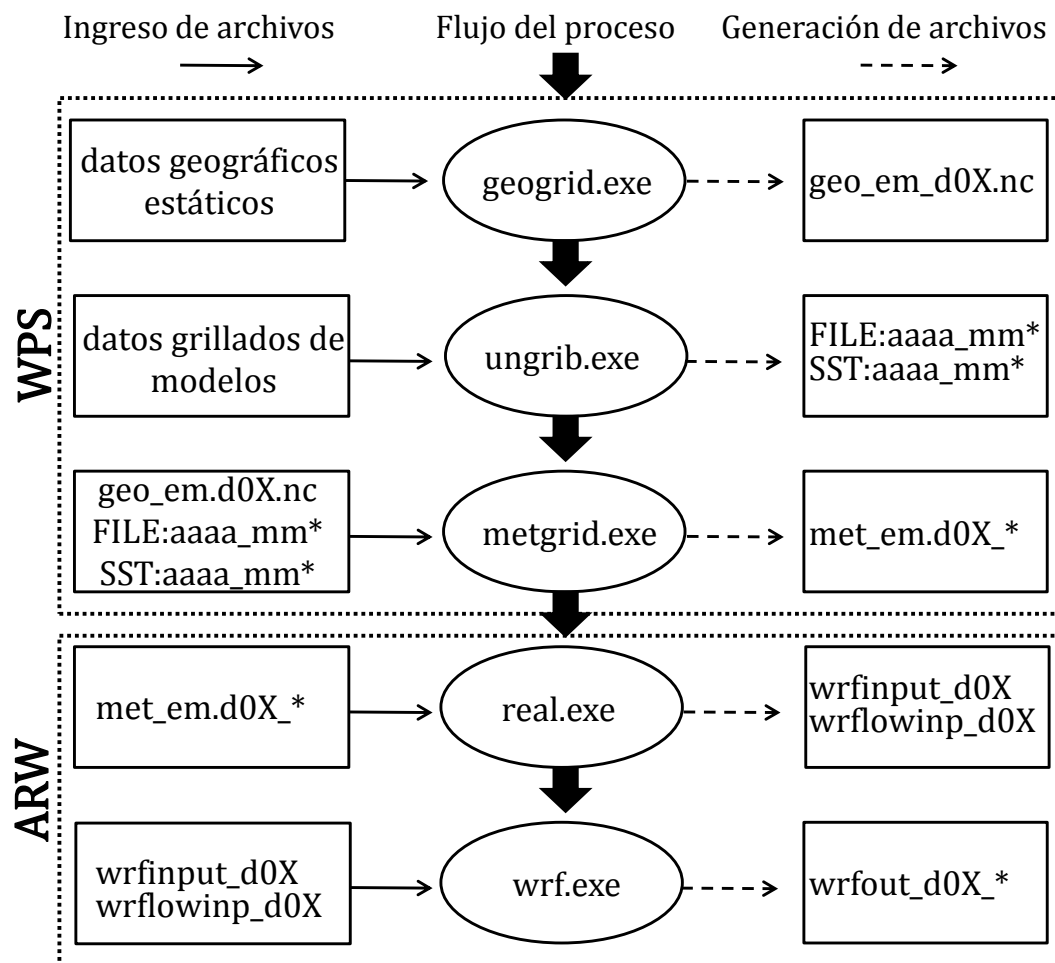


Figura 2.10: Diagrama de flujo de WRF. Elaboración propia basada en el manual de WRF-ARW v3 [Shamarock et al. \(2008\)](#).

Capítulo 3

Materiales y Métodos

En esta sección, se expone la metodología utilizada para configurar el modelo WRF, la que dió origen a las cinco simulaciones utilizadas en este estudio. Posteriormente, se explicará de forma detallada cada una de estas pruebas con sus respectivas diferencias, basadas principalmente en distintas formas de parametrizar la radiación, ya que es la configuración que está ligada de forma más directa en el balance de energía sobre glaciares.

3.1. Preprocesamiento

Para lanzar una simulación en WRF primero es necesario delimitar el dominio del área de estudio (*geogrid.exe* en Fig. 2.10), que en este caso corresponde a la cuenca alta del río Olivares (Fig. 3.1) y debido a que es una zona de dimensiones pequeñas, resulta esencial aplicar una reducción de escala sobre el sector. Esta reducción de escala se llevó a cabo mediante dos dominios anidados, centrados en la coordenada (-33.1, -70.3), escrita en forma decimal, porque el modelo trabaja con esa unidad de medida.

Luego de centrar los dominios, es necesario entregarle información al modelo sobre la resolución espacial que tendrá cada uno (Tab. 3.1), configurando el dominio mayor con una grilla de 50×50 en que la distancia horizontal entre cada punto es de 25 km, y por otro lado, el dominio menor con una grilla de 46×46 y una distancia de 5 km¹. En conjunto con lo anterior, se define también el tipo de proyección cartográfica que tendrá la simulación sobre un plano, siendo este caso una proyección tipo Mercator² y a la vez se define la calidad de la resolución topográfica en los dominios, utilizando una de 30'' para ambos³.

Si se desea obtener una mejor descripción de la atmósfera, los niveles verticales del modelo pueden ser modificados (Tab. 3.1), ya que por defecto existe una distancia de ~ 40 m entre el primer nivel ubicado en superficie y siguiente. Debido a que

¹Para una mayor comprensión sobre la resolución espacial ver grilla Arakawa-C, Fig. (2.8).

²Mercator se refiere al Sistema de coordenadas Universal Transversal de Mercator, (UTM).

³http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_sources_wps_geog.html. Último acceso: 24 de nov 2015.

este estudio se basa en un balance de energía superficial, los niveles verticales fueron aumentados y a la vez estrechados más cerca de la superficie, utilizando un total de 41 y disminuyendo la distancia desde el suelo a 10 m, mediante la Ec. (2.7).

Ahora solo queda por definir el periodo de la simulación (Tab. 3.1), correspondiente a 7 meses entre septiembre 2013 y marzo 2014 (ambos incluidos), del cual solo será utilizado desde octubre 2013, pues siempre es conveniente dejar una parte de la simulación como periodo transiente, para que el modelo se adapte a las condiciones de entrada y alcance su estabilidad numérica. De este periodo no hay un consenso exacto, pero desde la experiencia personal se ha conocido la utilización de periodos que van desde dos semanas e incluso hasta cuatro meses, aunque no se descarta la utilización de un tiempo más largo.

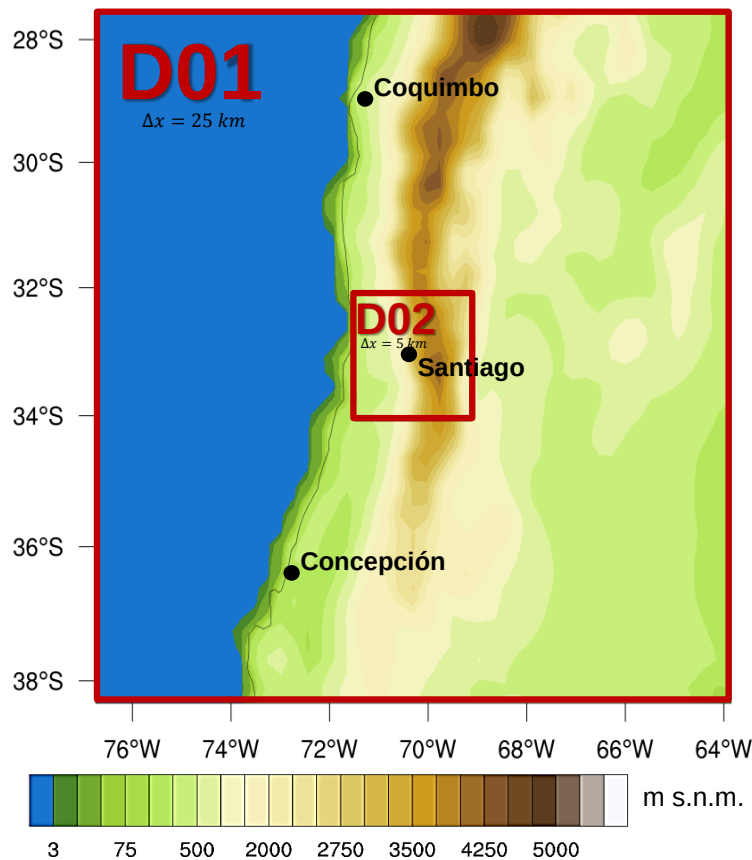


Figura 3.1: Mapa de los dominios utilizados en las simulaciones de WRF, centrado en la región Metropolitana, Chile.

Las condiciones iniciales ingresadas al modelo para lanzar la simulación en el periodo de estudio corresponden a archivos FNL (NCEP Final), subidos a la red cada 6 horas, los cuales tienen una resolución espacial de $0,5^\circ$ ⁴ y adicionalmente se incluyó la temperatura superficial del mar diaria como forzante en el modelo, con una resolución espacial de 1° ⁵. Estas condiciones iniciales deben ser desempaquetadas a un

⁴<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>. Último acceso: 24 de nov, 2015.

⁵ftp://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/sst/rtg_low_res. Último acceso: 24 de nov, 2015.

formato genérico para que WRF pueda leerlas (*ungrib.exe* en Fig. 2.10) y posteriormente son interpoladas horizontalmente para delimitar la grilla solo al dominio del área de estudio (*metgrid.exe* en Fig. 2.10).

Característica	Explicación
Modelo	WRF-ARW v3 en adelante
Condiciones Iniciales	FNL
Número de dominios	2
Periodo de simulación	7 meses 1 de septiembre del 2013 a las 00:00 UTC al 1 de abril del 2014 a las 00:00 UTC
Periodo de estudio	6 meses, desde el 1 de octubre del 2013

Característica	Nombre en WRF	Dominio	Valor
Resolución horizontal	dx,dy	D1	25 km
		D2	5 km
N° de grillas	e_we/e_sn	D1	50/50
		D2	46/46
Resolución vertical	e_vert	–	41 niveles
Proyección	map_proj	–	Mercator
Resolución topográfica	geog_data_res	D1	30"
		D2	30"
Centro del dominio	ref_lat/ref_lon	–	-33.1/-70.3

Tabla 3.1: Resumen de la configuración general que tienen los dominios en que se realizaron las simulaciones con WRF. *Para mayor información visitar el archivo namelist.wps adjunto en Tab. (7.3.1).*

Si bien hasta este punto se ha logrado delimitar el área de estudio horizontal y verticalmente, la etapa más importante que tiene una simulación es la elección de las parametrizaciones físicas, pues con ellas se tiene la posibilidad de aproximar físicamente el fenómeno de estudio, pudiendo lograr una mejor o peor representación de él. En este caso lo que se desea parametrizar son los distintos flujos energéticos que participan en el balance de energía, y como la radiación de onda corta es la más influyente sobre este, el mayor énfasis fue puesto en la configuración física de la radiación atmosférica. No obstante, es bueno recordar que a pesar de enfocarse en la radiación, hay opciones de configuración que solo funcionan con una determinada física superficial o una determinada capa límite planetaria y son estos casos los que pueden dar más de algún problema computacional (ver configuraciones en [Shama-rock et al. \(2008\)](#)).

En este estudio se realizaron 5 simulaciones con distintas configuraciones físicas para modelar los flujos energéticos (Tab. 3.2), pero como no se cuenta con mediciones para evaluarlas, una de ellas fue ideada con la finalidad de ser la simulación de referencia o Simulación de Control (CTRL). La configuración de CTRL está basada

en la publicación de Villarroel et al. (2013), donde aplican el modelo WRF con una resolución horizontal máxima de 5 km y vertical de 46 niveles sigma sobre Campos de Hielo Norte para evaluar comportamientos de temperatura y precipitación entre 2000-2010, siendo escogida por estar aplicada sobre una zona glaciaria, aunque evidentemente de mayor tamaño que el área del presente estudio. Villarroel et al. (2013) concluyó algo que resultó ser de utilidad en el posprocesamiento, pues estableció que la temperatura era subestimada por el modelo en el ciclo anual, pero que era posible detectar la variabilidad anual de la precipitación aunque con algo de sobreestimación, siendo esta última información importante, ya que la configuración de esta simulación (Tab. 3.3) generaba un albedo constante a lo largo de los 7 meses de modelación (ver Sec. 3.2).

Las otras 4 parametrizaciones realizadas sobre la zona de estudio (Tab. 3.2) son las que dan origen al estudio de sensibilidad en la modelación de flujos energéticos con WRF, por lo que fueron buscadas pensando en los flujos más influyentes del balance de energía. Es por esto que los cambios de física más importantes corresponden a los de radiación de onda corta y larga.

Prueba	Referencia	Nodo	Breve descripción
CTRL	Villarroel et al. (2013)	2	Microfísica compleja para climas fríos, física superficial y banda espectral básicas para modelar radiación de onda larga y corta.
CQNU	Liu et al. (2011)	3	Microfísica compleja para climas fríos, 8/19 bandas espectrales para modelar radiación de onda larga/corta, incluye efecto de la vegetación.
RGMU	Liu et al. (2011)	1	Microfísica compleja para climas fríos, banda espectral más compleja de WRF, incluye el efecto de la vegetación y predice temperatura y humedad del suelo.
RDNC	Villarroel et al. (2013)	2	Tiene la misma configuración inicial que la simulación de control, pero difiere en que esta no tiene parametrización de cúmulos en ningún dominio.
RGMUe	Liu et al. (2011)	1	Misma configuración que RGMU con la diferencia que esta prueba parte con el primer nivel sigma a 2 metros sobre la superficie.

Tabla 3.2: Breve descripción de cada una de las pruebas realizadas en este estudio. La columna **Referencias** muestra la publicación de la que fue extraída la configuración física. La columna **Nodos** se refiere al soporte computacional que fue utilizado para lanzar la simulación (ver soporte en Tab. (3.5)). *Para conocer en más detalle las parametrizaciones que utiliza cada prueba ir a Tabs. (3.3) y (3.4).*

Prueba	Radiación onda larga (ra_lw_physics)			Radiación onda corta (ra_sw_physics)			Microfísica (mp_physics)	Cúmulos (cu_physics)
	RRTM	CAM	RRTMg	Dudhia	CAM	RRTMg	Thompson	Betts-Miller
CTRL	×			×			×	×
CQNU		×			×		×	×
RGMU			×			×	×	×
RDNC	×			×			×	NO
RGMUe			×			×	×	×

Tabla 3.3: Configuración de las parametrizaciones utilizadas en el estudio **Parte 1**. Para mayor información visitar los *namelist.input* de cada prueba en Sec. (7.3.2).

Prueba	Capa límite planetaria (bl_pbl_physics)		Física superficial (sf_surface_physics)		Capa superficial (sf_sfclay_physics)		Inicio niveles sigma
	QNSE	Mellor-Yamada	Thermal-Diffusion	Unified-Noah	QNSE	Monin-Obukhou	
CTRL	×		×		×		10 m
CQNU	×			×	×		10 m
RGMU		×		×		×	10 m
RDNC	×		×		×		10 m
RGMUe		×		×		×	2 m

Tabla 3.4: Configuración de las parametrizaciones utilizadas en el estudio **Parte 2**. Para mayor información visitar los *namelist.input* de cada prueba en Sec. (7.3.2).

Finalmente, un aspecto que puede ser considerado importante en la modelación con WRF es el soporte computacional, pues este fue lanzado en dos nodos computacionales pertenecientes al Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción (DGEO) y en un tercer nodo facilitado gracias a un contacto perteneciente al mismo departamento (Tab. 3.5). Esta capacidad computacional fue la que permitió obtener las 5 simulaciones de siete meses (Tab. 3.3) en un tiempo de ~ 6 días cada una. No obstante, téngase en cuenta que el periodo no considera días en que la simulación presentó problemas y fue necesario solucionarlos para recomenzar.

Característica	Nodo 1	Nodo 2	Nodo 3
Sistema operativo	Debian GNU/Linux 7	Red Hat Enterprise Linux Server release 5.6	Ubuntu 14.02
Procesador	Intel(R) Xeon(R) E5520	Intel(R) Xeon(R) E5620	Intel(R) Core i7(R) 3740
Velocidad	2.27GHz	2.40GHz	3.60GHz
CPU	2 CPUs físicas	2 CPUs físicas	1 CPU física
Cores	16	8	8
Memoria ram	15 Gb	11 Gb	16 Gb
Versión de WRF	v3.3	v3.4	v3.7
Simulación	RGMU-RGMUe	CTRL-RDNC	CQNU

Tabla 3.5: Soporte computacional facilitado para realizar las simulaciones con WRF.

3.2. Posprocesamiento

Luego de haber finalizado la modelación, se extrajeron las variables necesarias para este estudio desde las salidas de WRF, partiendo por la Simulación de Control (ver código NCL en Sec. 7.3.3). Estas variables, nombradas según su nombre en WRF fueron *GLW/SWDOWN* como radiación de onda larga/corta incidente, *HFX/LH* como flujo turbulento de calor sensible/latente, *GRDFLX* como flujo de calor interno entre las capas subsuperficiales y *ALBEDO* como albedo, todas extraídas para los glaciares Olivares Alfa, beta, gamma y Juncal Sur (Fig. 1.5).

Al analizar variables (ver código Matlab en Sec. 7.3.4), se pudo observar que el albedo era constante temporalmente lo que generaba una reflectividad de 54 % de día y de noche para los seis meses de estudio. Para solucionar este problema, se generó un nuevo vector de albedo con la extracción de nuevas variables desde las salidas de WRF, como son precipitación convectiva y no convectiva denominadas *RAINC* y *RAINNC* junto con la temperatura a 2 m del suelo *T2*, ya que como fue dicho anteriormente la Simulación de Control (Villarroel et al., 2013) es capaz de detectar el ciclo anual de la precipitación aunque con sobre estimación, pero como lo que se necesita es solamente que exista precipitación, la sobreestimación fue ignorada.

Para usar esta idea, primero se requiere tener la precipitación total del modelo, que se obtiene sumando la precipitación convectiva y no convectiva, cuya suma será abreviada en este estudio como PP_{total} . Si PP_{total} presenta una temperatura menor a $0^{\circ}C$ significa que hubo precipitación sólida, que es la necesaria para crear el nuevo vector de albedo (ver diagrama explicativo en Fig. 3.2).

Posteriormente se consideraron los valores de albedo expuestos en Cuffey & Patterson (2010) (Fig. 2.3), del cual se supuso de forma aproximada y optimista que los glaciares en estudio eran catalogados como firn limpio para días en que no precipitara (Ec. 3.1), es decir que su capa superficial es nieve compacta de años anteriores que no ha sido afectada por material particulado en suspensión, considerándose este estado como un intermedio entre hielo y nieve glaciar. Por otro lado, cuando exista precipitación el albedo tomará el valor de nieve fresca y por el contrario, cuando sea de noche este será 0 al considerar la oscilación de la radiación de onda corta incidente, aunque este último cambio no representa un efecto sobre la radiación de onda corta neta.

$$\alpha = \begin{cases} 0,85, & \text{si } PP_{total}(T2 < 0) > 0 \text{ mm} \\ 0,65, & \text{si } PP_{total}(T2 < 0) = 0 \text{ mm} \\ 0,00, & \text{si } SWDOWN = 0 \text{ W/m}^2 \text{ (es de noche)} \end{cases} \quad (3.1)$$

Con esta suposición, la simulación de control (CTRL) fue utilizada para detectar como afecta el cambio de albedo en el balance de energía calculado con los flujos del modelo, haciendo una comparación antes y después de este cambio (ver Fig. 2.6). Esta corrección fue aplicada a las otras cuatro simulaciones, para llevar a cabo el estudio de sensibilidad de los flujos energéticos y entender cómo varían en el cálculo de ablación.

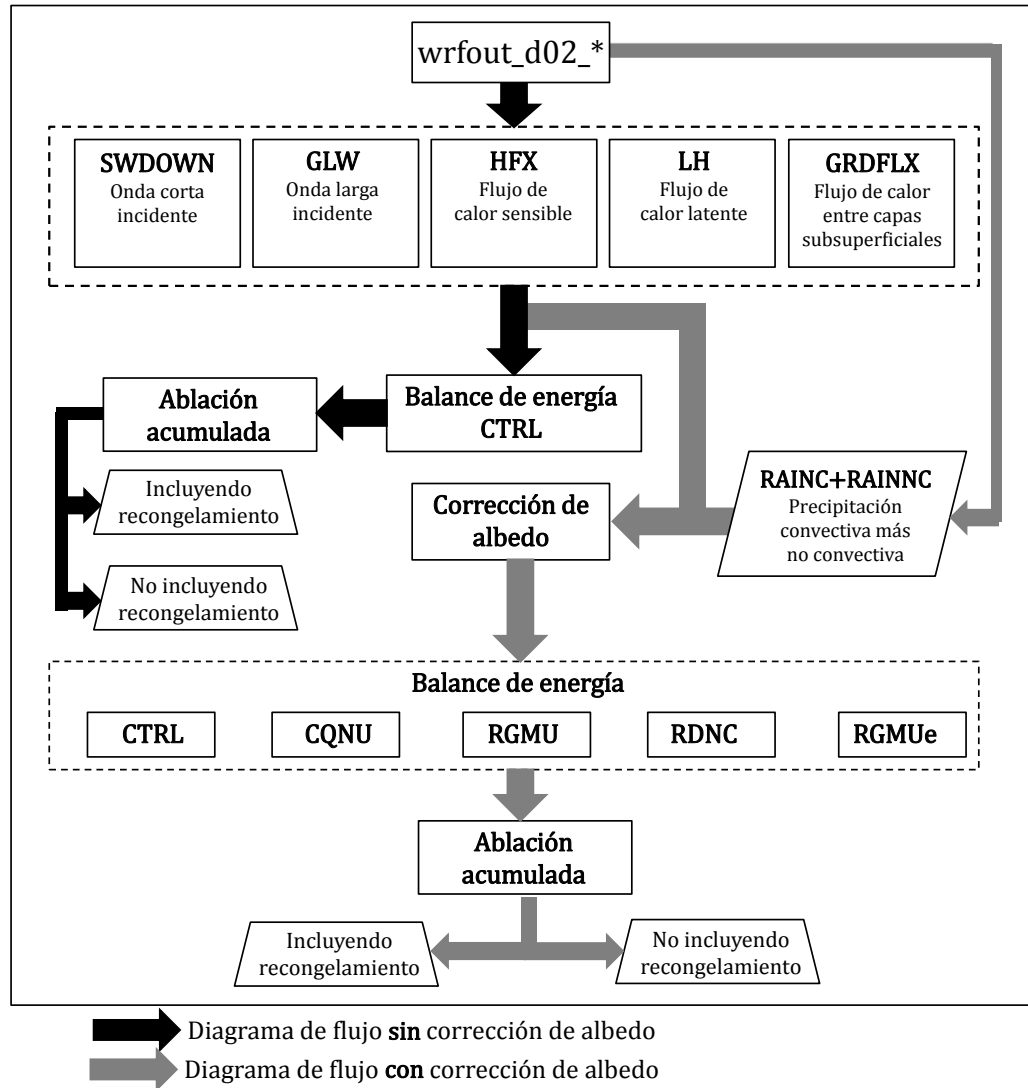


Figura 3.2: Diagrama de flujo con el resumen de la metodología utilizada en este estudio. Para mayor información sobre el posprocesamiento ir a (Sec. 7.3).

Capítulo 4

Resultados

A continuación, se expondrán los resultados obtenidos de las cinco pruebas realizadas en WRF para modelar los flujos energéticos participantes en el balance de energía y con esto el posterior cálculo de ablación. En primer lugar se mostrarán los flujos de energía mensuales pertenecientes a la simulación de control (CTRL) con los que se calculó ablación utilizando el albedo original del modelo y según la corrección realizada sobre este (Ec. 3.1). Cada resultado de ablación fue separado en dos casos, uno que considera recongelamiento (se consideran todos los valores de $\dot{A}$) y otro que no considera recongelamiento (solo se consideran los valores positivos de $\dot{A}$).

En segundo lugar, se presentará el estudio de sensibilidad de los flujos energéticos con las cinco simulaciones realizadas (CTRL, CQNU, RGMU, RDNC y RGMUe). Estos serán mostrados en forma de promedios mensuales desde octubre de 2013 a noviembre de 2014 para cada glaciar y serán evaluados estadísticamente para analizar su representatividad mediante la extracción de información desde histogramas. Posterior a esto, se mostrarán los cálculos de ablación obtenidos mediante cada una de las pruebas pero expuestos en forma acumulada, es decir, como la suma de esta en todo el periodo de estudio, pero también de forma segmentada cada dos meses (oct-nov, dic-ene y feb-mar). Cada simulación también fue dividida en dos secciones, es decir, considerando recongelamiento y no considerándolo, siendo evaluados estadísticamente con respecto a CTRL, mediante la presentación de Diagramas de Taylor. Todo lo anterior fue conceptualizado en la Fig. (3.2).

Es de importancia recordar que al referirse a flujos energéticos en este capítulo, el signo positivo corresponde a un flujo incidente en la superficie del glaciar y el signo negativo corresponde a uno emitido hacia el exterior.

4.1. Balance de energía y ablación en CTRL

Utilizando la prueba CTRL, se extrajeron directamente las variables participantes en el balance de energía (Fig. 4.2) donde se observa una inexistencia de E_G en esta configuración física del modelo, y que además los flujos promedios comparados mensualmente entre glaciares no muestran un cambio relevante entre ellos (Fig. 4.1),

pero lo que sí se observa es la predominancia de la radiación de onda corta neta E_S por sobre los demás flujos, la cual posee una desviación estándar promedio ($\bar{s}$) de $\pm 192 \text{ W/m}^2$. El segundo flujo predominante es la radiación de onda larga neta (E_L) con un $\bar{s} = \pm 29 \text{ W/m}^2$. También están presentes el flujo turbulento de calor sensible E_H con una alta desviación estándar promedio de $\bar{s} = \pm 160 \text{ W/m}^2$, y el flujo turbulento de calor latente E_E que presenta una variación menor de $\bar{s} = \pm 16 \text{ W/m}^2$; E_G es inexistente.

Con respecto al cálculo de ablación en CTRL realizado según la Ec. (2.17) y utilizando a la vez el albedo original entregado por el modelo (Fig. 4.3a) los glaciares que presentaron menor ablación fueron Olivares Alfa (**OA**) y Olivares Gamma (**OG**) con un total de 11.994 y 11.958 *mm* eq. agua respectivamente cuando no se incluye recongelamiento; por el contrario, cuando sí se incluye recongelamiento Olivares Alfa (**OA**) y Olivares Beta (**OB**) presentan una ablación de 8.533 y 8.141 *mm* eq. agua respectivamente.

Por otro parte, los glaciares que tuvieron una mayor ablación fueron **OB** y **JS**, teniendo un total de 12.051 y 12.509 *mm* eq. agua respectivamente cuando no se incluye recongelamiento; cuando sí se incluye recongelamiento **OB** y **JS** presentan una ablación de 8.496 y 8.909 *mm* eq. agua respectivamente. De este modo se observa que **JS** es el que mayor cantidad de agua pierde en CTRL al considerar y no considerar recongelamiento de la zona, pero para que estos resultados sean mejor comprendidos, los *mm* eq. agua que pierde **JS** podrían ser imaginados como una gran columna de agua con un área de 1 m^2 por 12,5 u 8,9 *m* de alto la cual se pierde durante un periodo de 6 meses. Finalmente, con respecto a la ablación acumulada cada dos meses, se observa que la temporada de ablación comienza antes de lo habitual en los cuatro glaciares, siendo oct – nov la época con mayor ablación y no dic – ene, cuando la radiación solar es mayor.

Al observar los resultados obtenidos en CTRL, pero esta vez cuando es aplicada la corrección del albedo (Fig. 4.2) se obtiene un cambio de E_S tendiente a la baja en los cuatro glaciares del estudio, presentando además valores promedio sin variaciones considerables al ser comparados. Donde sí se presentan variaciones considerables es en la ablación (Fig. 4.3b), pues con la corrección del albedo hubo una disminución de esta, pasando de ~ 12.100 a ~ 7.500 *mm* eq. agua para el caso donde no se incluye recongelamiento y de ~ 8.500 a ~ 3.800 *mm* eq. agua cuando sí se incluye.

De forma particular, los glaciares que menor agua perdieron fueron los mismos detectados utilizando el albedo original. **OA** y **OG** presentaron una ablación de 7.410 y 7.321 *mm* eq. agua respectivamente al no incluir recongelamiento; cuando sí se incluye presentan una pérdida de 3.824 y 3.372 *mm* eq. agua. Los que nuevamente presentan una mayor ablación son **OB** y **JS** con un total de 7.460 y 7.821 *mm* eq. agua respectivamente cuando no se incluye recongelamiento; por el contrario, cuando sí se incluye recongelamiento **OB** y **JS** presentan una ablación de 3.778 y 4.095 *mm* eq. agua respectivamente. Nuevamente se ve adelantada la temporada de ablación siendo los meses de octubre y noviembre los que presentan la mayor pérdida.

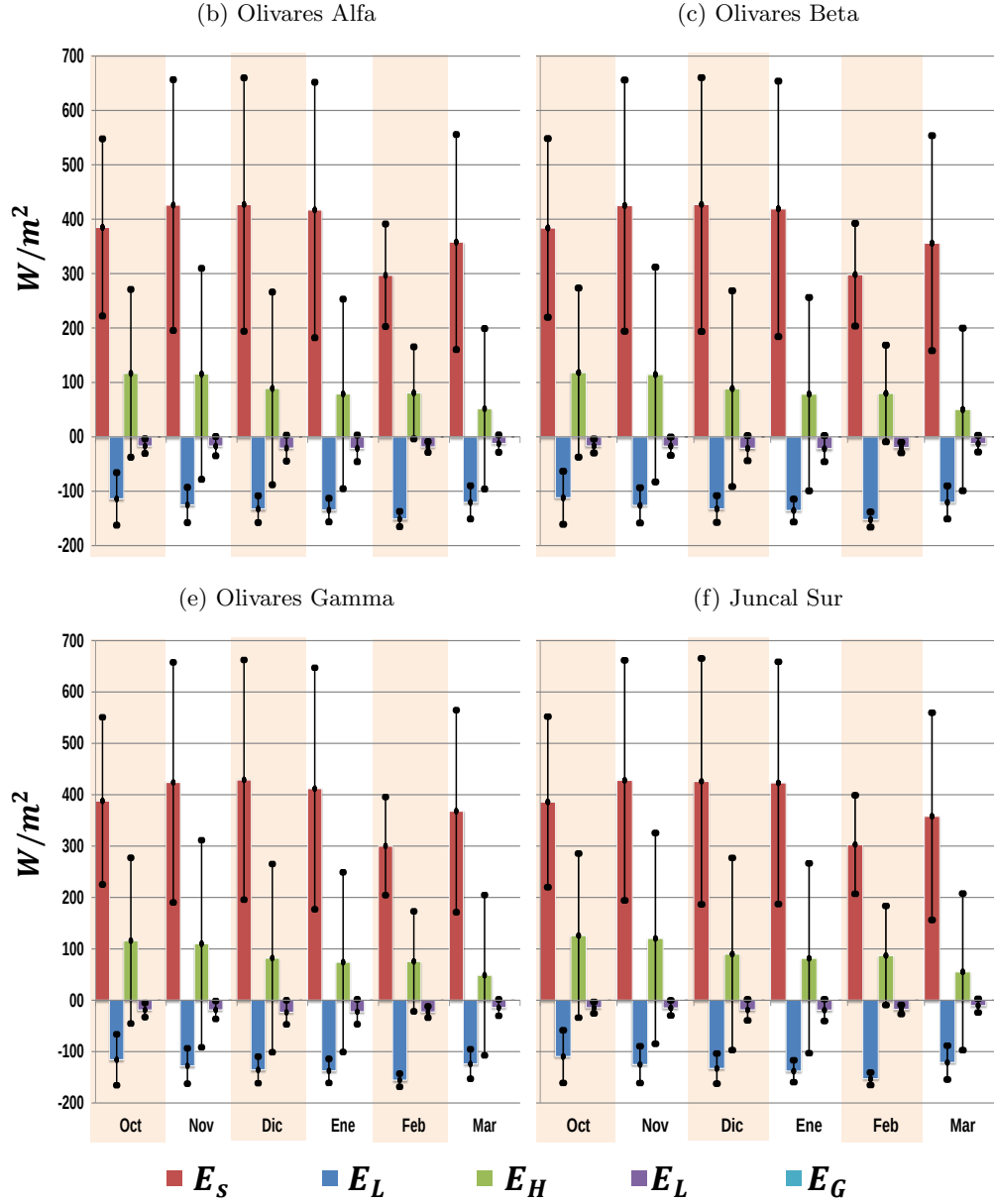


Figura 4.1: Flujos energéticos mensuales en W/m^2 obtenidos de la simulación de control CTRL, para los cuatro glaciares en estudio, donde E_S corresponde a la radiación de onda corta neta obtenida con el albedo original del modelo, no considerando el valor 0 para el cálculo del promedio; E_L es la radiación neta de onda larga; E_H/E_E es el flujo turbulento de calor sensible/latente y E_G corresponde al flujo de calor interno entre las capas subsuperficiales. La línea negra en cada barra corresponde a la desviación estándar del promedio de cada flujo. Para observar los valores en detalle ir a la Tab. (7.4).

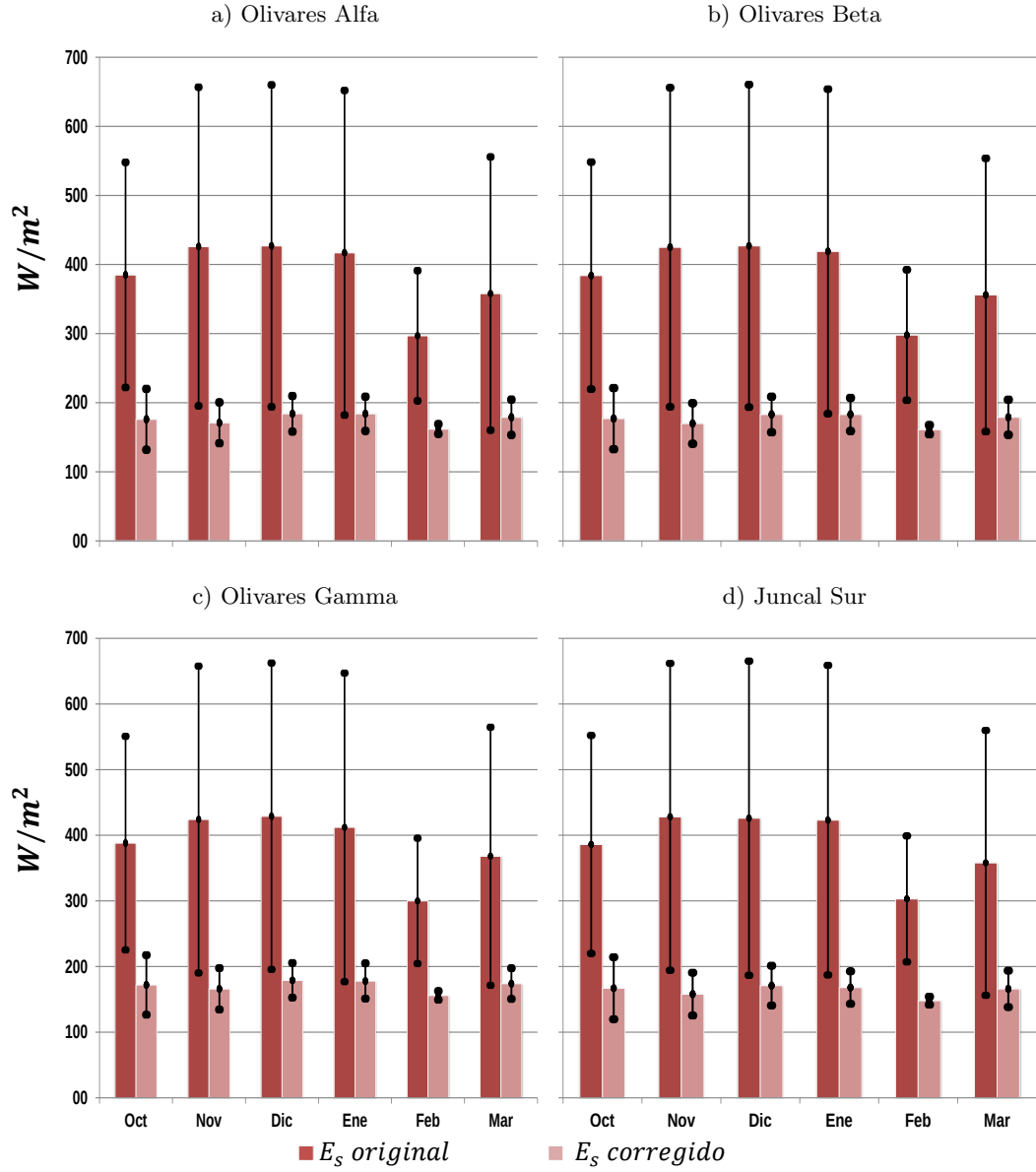


Figura 4.2: Promedio mensual entre octubre 2013 y marzo 2014 para la radiación de onda corta en W/m^2 de la prueba CTRL (ver descripción en Tab. 3.2). E_s original corresponde a la radiación de onda corta neta con el albedo original del modelo y E_s corregido es la radiación de onda corta neta con la corrección realizada según la Ec. (3.1). Las línea negra en cada barra es la desviación estándar. Para ver en detalle el valor numérico ir a la Tab. (7.5).

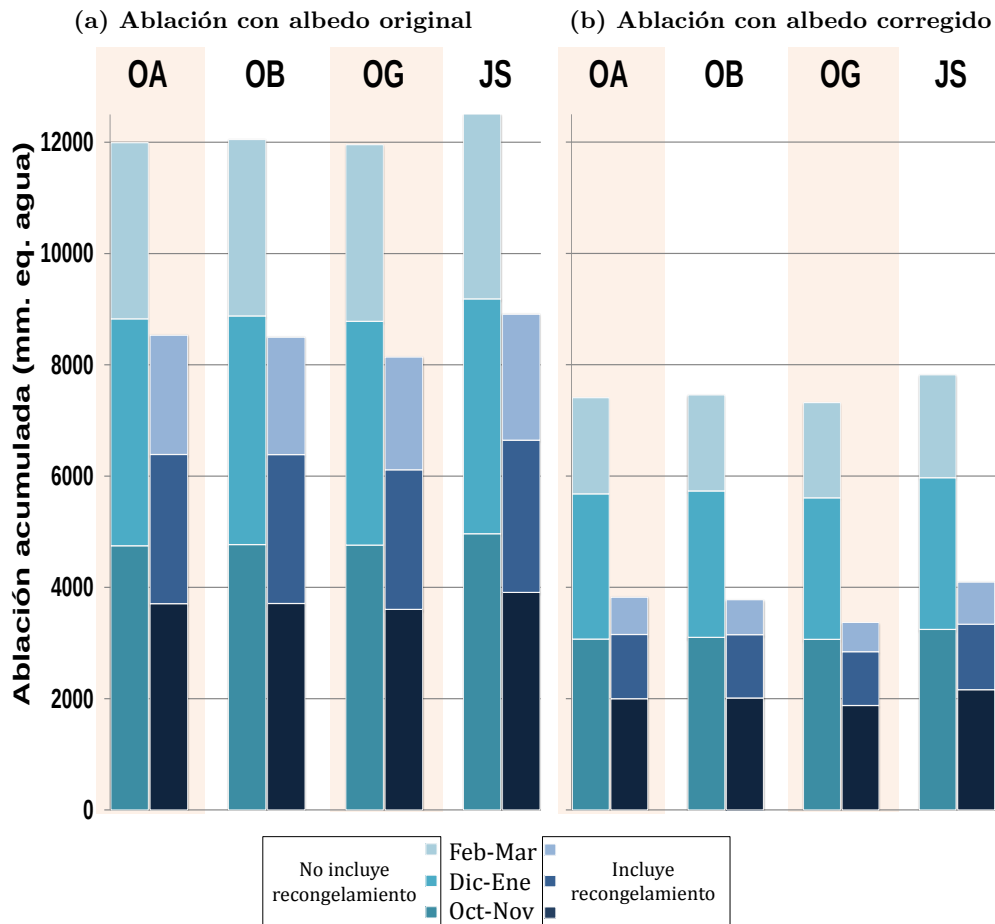


Figura 4.3: Ablación acumulada cada dos meses y el total presentado entre octubre 2013 a marzo 2014 en el glaciar Olivares Alfa (**OA**), Olivares Beta (**OB**), Olivares Gamma (**OG**) y Juncal Sur (**JS**). (a) muestra el cálculo de ablación con el albedo original del modelo y (b) representa la ablación con la corrección realizada con la Ec. (3.1). La barra de la izquierda (degradado en celeste) muestra ablación no incluyendo recongelamiento (solo se consideran los valores positivos de $\dot{A}$) y la barra de la derecha (degradado en azul) muestra ablación incluyendo recongelamiento (considera valores positivos y negativos de $\dot{A}$). Para ver el detalle de los resultados, ir a la Tab. (7.6).

4.2. Estudio de sensibilidad

A continuación se muestra el estudio de sensibilidad basado en los flujos energéticos modelados con WRF y el posterior cálculo de ablación basado en la Ec. (2.17) y en la corrección aplicada al albedo según la Ec. (3.1). En esta sección CTRL fue comparada con las otras simulaciones para poder analizar cambios en los flujos energéticos mediante promedios mensuales y ablación mediante ablación acumulada. Haciendo una breve descripción de las simulaciones para recordar de que trataban se tiene que la prueba CTRL representa la simulación de control con una banda espectral simple de radiación (Dudhia, [Dudhia \(1989\)](#) y RRTM, [Mlawer et al. \(1997\)](#)), CQNU es la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales para onda larga/corta (CAM [Collins et al. \(2004\)](#)), RGMU posee la banda espectral más completa de WRF (RRTMg, [Iacono et al. \(2008\)](#)), RDNC tiene la misma configuración que CTRL pero sin su física de cúmulos (Betts Miller-Janjic, [Janjic \(1994\)](#)) y finalmente, RGMUe es igual que RGMU pero sus niveles verticales comienzan a 2 m en vez de 10 m.

Para estudiar la sensibilidad de los flujos energéticos se utilizaron promedios mensuales que fueron analizados estadísticamente para evaluar su representatividad mediante medidas de tendencia central (mediana y media) e histogramas. Los histogramas fueron elaborados para los cuatro glaciares, obteniéndose un total de 600, es decir 150 para cada glaciar, los cuales contienen los resultados de las 5 simulaciones, para los 5 flujos energéticos en un periodo de 6 meses ($5 \times 5 \times 6 = 150$), y que fueron analizados manualmente por lo que solo se utilizaron los histogramas del glaciar Olivares Alfa para dar una referencia sobre la representatividad de los promedios calculados el cual sirvió para extrapolarlos a los demás glaciares.

En el análisis de los histogramas, se utilizó arbitrariamente un rango de $[\pm 20 \text{ W/m}^2]$ respecto a la media, para los flujos de radiación de onda larga (E_L), flujo de calor sensible (E_H), latente (E_E) y el flujo de calor entre capas subsuperficiales (E_G); para la radiación de onda corta (E_S) se utilizó un rango de $[\pm 25 \text{ W/m}^2]$ respecto a la media. Con esto se obtuvo que el 7 % del total de histogramas presentaba una distribución normal, donde el 100 % tenía una correspondencia entre media y mediana (Fig. 4.4a); el 49 % presentó una distribución sesgada con un 71 % de correspondencia media-mediana (Fig. 4.4b) y el 44 % no presentó distribución, aunque no obstante el 46 % del total tenía correspondía entre media y mediana (Fig. 4.4c y 4.4d). En el aspecto contrario, el 29 % de los histogramas presentó una distribución sesgada, pero sin correspondencia cercana entre media y mediana (Fig. 4.4e) y el 54 % no tuvo distribución ni correspondencia media-mediana, habiendo también casos atípicos de dos distribuciones bimodales (Fig. 4.4f) (ver detalle en anexo Tab (7.1)).

Con respecto a la representatividad individual de cada flujo energético en los histogramas (ver detalle en anexo Tab. (7.2)) al considerar las cinco simulaciones, tres de ellas tienen una alta correspondencia entre media y mediana, siendo E_S , E_L y E_E , las que presentan un 83 %, 96 % y 86 % de correspondencia respectivamente. E_H y E_G no tienen una alta correspondencia media-mediana, con tan solo un 13 % y 22 %. Siguiendo con los resultados de los flujos que arrojaron una mejor correspondencia entre media y mediana, se tiene que al analizar según el tipo de distribución,

E_S recae en un 100 % sobre la categoría de ninguna distribución (Fig. 4.4c) a pesar de haber extraído el valor extremo 0 aunque no representaría una situación tan anormal, siendo comentada en el próximo capítulo. Para E_L un 27 %/60 % de los histogramas tiene una distribución normal/sesgada y el 13 % no tiene distribución. E_E tiene un 87 % de distribución sesgada y un 13 % no tiene distribución. Con esto se observa que el flujo con promedios más representativos respecto a la media y mediana es E_L , posteriormente E_E y luego E_S a pesar de que este último recayó en su totalidad sobre la categoría de ninguna distribución.

Para los dos flujos restantes y con menos correspondencia media-mediana del balance de energía se tiene que E_H posee un 86 % de histogramas sesgados y 13 % sin distribución. Por otro lado E_G tiene un 5 %/61 % de distribución normal/sesgada y 33 % no tiene distribución, dejando claro que este flujo no fue considerado en los porcentajes cuando E_G era 0 (CTRL y RDNC).

Respecto a cada simulación, los resultados que arrojaron los histogramas concluyen que (ver más en anexo Tab. (7.3)) CTRL posee una correspondencia media-mediana de 79 %, CQNU de 57 %, RGMU 60 %, RDNC 58 % y RGMUe de 67 %, siendo la mayor CTRL. No obstante lo anterior, CTRL tiene un 54 % de promedios calificados como sin distribución, y 17 %/29 % catalogado como normal/sesgada, en comparación con RGMUe que posee solo un 30 % de histogramas sin distribución y 70 % sesgado. Por otra parte CQNU tiene un 10 %/57 % de distribución normal/sesgada y un 34 % no presenta distribución; RGMU posee un 57 % de distribuciones sesgadas y un 43 % no presenta distribución; RDNC tiene un 8 %/25 % de distribución normal/sesgada y un 67 % no presenta distribución, por lo que los promedios más representativos son CTRL si se habla de representatividad media-mediana y RGMUe si se habla de menor cantidad de histogramas sin distribución.

Luego de exponer los resultados que arrojaron los histogramas, se muestra el estudio de sensibilidad para los flujos energéticos, donde se observa que el flujo predominante en la cuenca es la radiación de onda corta y larga (letras a y b de las Figs. 4.5 – 4.8), lo siguen los flujos turbulentos de calor latente y sensible (letras c y d de las Figs. 4.5 – 4.8) y finalmente el flujo de calor interno entre capas subsuperficiales (letra e de las Figs. 4.5 – 4.8). No se observa una diferencia notoria en los promedios mensuales entre glaciares al considerar cada flujo por separado. La simulación CTRL y RDNC no presentan E_G , debido a la parametrización física *thermal diffusion* (Dudhia, 1996) desprecia los flujos subterráneos y mayor información será entregada más adelante.

Intentando hacer una descripción más completa de los flujos energéticos simulados se tiene que las características comunes entre ellos sobre los cuatro glaciares (Figs. 4.5 – 4.8) existe un claro mejoramiento en la representación mensual de E_S cuando se compara CTRL con las nuevas cuatro simulaciones, en que todas a excepción de RDNC presentan una mejor representación del ciclo semianual este flujo, lo que evidencia una mejora al implementar nuevas configuraciones físicas en el modelo. RDNC, que tiene la misma configuración que CTRL, pero presenta una oscilación totalmente irregular con un aumento notorio de radiación en el mes de febrero y una caída abrupta en marzo, a pesar de haber extraído del promedio el valor 0, para evitar alteraciones por valores extremos.

Por otro lado, E_L no tiene una parametrización mejor, sino que todas podrían ser aceptadas como una posible configuración, porque se debe recordar que si bien $E_L^\uparrow$ tiende a ser mayor en época de verano, porque depende de la temperatura superficial según la Ley de Stefan-Boltzman y de la capa atmosférica más cerca al suelo, $E_L^\downarrow$ no tiene el mismo comportamiento, ya que depende de la nubosidad presente en la atmósfera, para que las nubes puedan reemitir esta radiación hacia el suelo, generando que la suma de estas no siempre tenga un mismo comportamiento en las simulaciones, como se muestra en RDNC que tiene un promedio levemente mayor de E_L debido a que lo que sale es mayor, pudiendo deberse a la inexistencia de formación de cúmulos, por lo que no habrá reemisión de onda larga hacia la superficie.

E_H y E_E muestran un comportamiento diferente en cada uno de los glaciares, principalmente E_H , pudiendo deberse a que la representatividad de su promedio era de tan solo el 13% en comparación con E_L , E_E y E_S que tenían una representatividad del 96%, 86% y 83% respectivamente, lo que generaría una gran variación entre las simulaciones y los meses, por lo que estos dos flujos serán descritos más adelante por separado. Para E_G , que tan solo tiene una representatividad del 22% se recuerda que la parametrización de la física de suelo en CTRL era 0 y por consiguiente es cero también para RDNC, pero se puede decir que este flujo es bastante pequeño en todas las simulaciones, aunque se observa que en los meses de diciembre y enero es negativo indicando que si se imaginase una estratificación del suelo glaciar en capas, la capa superior sería más fría que la suprayacente, dirigiendo el flujo de calor hacia el exterior de la tierra coincidiendo con los meses más cálidos del año en el hemisferio sur, donde la radiación incidente es mayor y por ende el glaciar intenta equilibrar su balance energético liberando energía mediante este flujo; lo contrario sucede para los meses de oct – nov y feb – mar donde el flujo energético es cero o bien hacia la superficie para compensar la disminución de energía que ingresa al glaciar. A continuación se mostrarán los resultados particulares obtenidos de los flujos turbulentos de calor sensible y latente en cada glaciar, recordando que la representatividad de E_H no es confiable, pero a pesar de eso igualmente es posible encontrar situaciones interesantes para analizar sobre los resultados que arrojó el modelo.

Al analizar los promedios mensuales de E_H en **OA** (Fig. 4.5c) se observa que existe una clara diferencia entre CTRL y las nuevas pruebas. CQNU posee un E_H negativo para el mes de octubre, indicando que en ese mes la superficie del glaciar tendió a estar más cálida que la atmósfera, lo que se invirtió para los meses de noviembre a enero, generando el ingreso de calor al glaciar, lo que disminuye en febrero y marzo por la disminución en el calentamiento de la atmósfera; algo similar sucede con RGMU y RGMUe difiriendo solamente en el mes de octubre donde estas simulaciones presentan un promedio muy cercano a cero y añadiendo además que el promedio de estas simulaciones está alrededor de 20 W/m^2 por debajo de CTRL.

Resulta interesante analizar la simulación RDNC para **OA**, pues utiliza la misma configuración que CTRL, solo que no se incluyó parametrización de cúmulos, lo que influencia claramente en la disminución del ingreso de flujo de calor sensible al glaciar, porque la atmósfera no se calienta suficiente debido a la inexistencia de la parametrización de nubosidad generando que las nubes no bloqueen el ingreso y salida de E_S y no emitan E_L para calentar la atmósfera cercana.

Las nuevas parametrizaciones de E_E en **OA** (Fig. 4.5d) presentan promedios más pronunciados que en CTRL, a excepción de RDNC; estas simulaciones muestran un promedio menor en los meses de octubre y noviembre evidenciando una pérdida de calor latente por evaporación o sublimación, debido a que la atmósfera cercana tiene una saturación menor a la de la superficie glaciar (es decir es más seca).

Los promedios mensuales de E_H sobre **OB** (Fig. 4.6c) muestra claras diferencias entre CTRL y las pruebas nuevas. CQNU, RGMU y RGMUe presentan un E_H negativo para el mes de octubre, indicando que en ese mes la superficie del glaciar tendió a estar más cálida que la atmósfera, invirtiéndose a los meses siguientes, y aumentando a la vez de forma progresiva hasta el mes de enero pues ingresa calor al glaciar durante los meses más cálidos, porque la atmósfera tiende a estar más temperada debido al calor retenido por la nubosidad en ella; este ingreso de calor disminuye en febrero y marzo por la disminución en el calentamiento de la atmósfera al estar en transición hacia el otoño para el hemisferio sur. E_E en **OB** presenta un comportamiento similar a **OA** (Fig. 4.6d), pudiendo deberse a la proximidad que existe entre ambos glaciares, solo que el punto de **OB** está ubicado 252 m por debajo del punto de **OA**; esta relación no es la misma cuando se compara **OB** con **OG** y menos con **JS**, donde este último presenta una tendencia más negativa en su flujo de E_E promedio.

OG por su parte, presenta un E_H menor en las nuevas simulaciones que en CTRL (Fig. 4.7c), donde CQNU, RGMU y RGMUe muestran una liberación hacia la atmósfera de E_H en octubre, debido a que la superficie glaciar liberaría el calor absorbido durante el año. En el mes de noviembre, RGMU tiene un E_H cercano a cero, indicando un equilibrio térmico entre la atmósfera cercana y la superficie. La simulación RDNC refleja la misma tendencia a la baja que en los glaciares anteriores al ser comparada con CTRL, nuevamente por la ausencia de nubosidad en su parametrización. E_E para **OG** (Fig. 4.7d) tiene un comportamiento similar a **OA** y **OB** en la simulación CQNU, pero cuando se observa RGMU y RGMUe se aprecia un comportamiento más homogéneo desde diciembre a marzo cuando es comparado con **OA**, indicando que la liberación de energía por medio de evaporación y sublimación es casi constante durante esos meses, pero no así entre octubre y noviembre, teniendo una mayor magnitud.

Por su parte **JS** (Fig. 4.8c) es el glaciar que presenta el E_H más distinto al resto de los glaciares, posiblemente debido a que es el glaciar más adentrado a la cordillera de los Andes y el punto de donde se extrajeron las variables del modelo posee la mayor altura (4.535 m s.n.m.). Se observa que hay un retraso en el ingreso de E_H hacia el glaciar en comparación con los otros glaciares, pues recién en diciembre hay un flujo levemente positivo, pudiendo decirse que **JS** tiende a estar más temperado que la atmósfera cercana por mayor cantidad de tiempo. E_E sobre **JS** (Fig. 4.8d) se comporta como los otros glaciares, pero con un leve aumento en la magnitud de su promedio pues debería esperarse que al estar a mayor altura y más adentrado a los andes, la atmósfera es más seca que la superficie glaciar, liberando energía hacia la atmósfera.

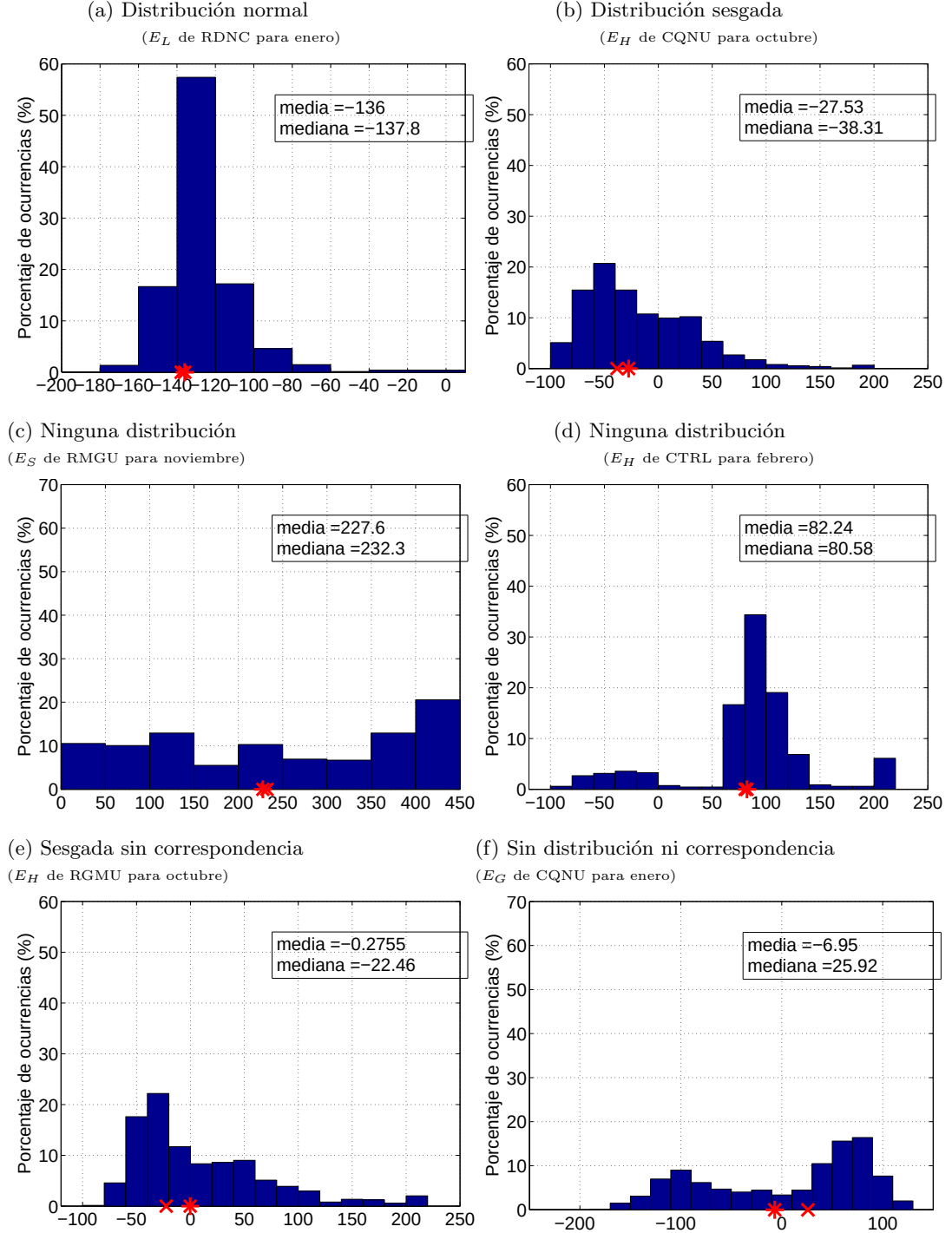


Figura 4.4: Tipos de distribuciones halladas en los histogramas mensuales de los flujos energéticos en el glaciar Olivares Alfa, cuyas conclusiones fueron extrapoladas a los otros glaciares. El signo $x/$ corresponde a la mediana/media. Se exponen tres clasificaciones de la distribución: normal, sesgada y sin distribución; cada una de ellas puede ser clasificada según la correspondencia que exista entre media y mediana, donde (a) – (d) tienen correspondencia y (e) – (f) no la tienen al considerar un rango de $[\pm 20 \text{ W/m}^2]$ respecto a la media, para los flujos de radiación de onda larga, de calor sensible/latente y de calor entre capas subsuperficiales; para la radiación de onda corta se utilizó un rango de $[\pm 25 \text{ W/m}^2]$ respecto a la media.

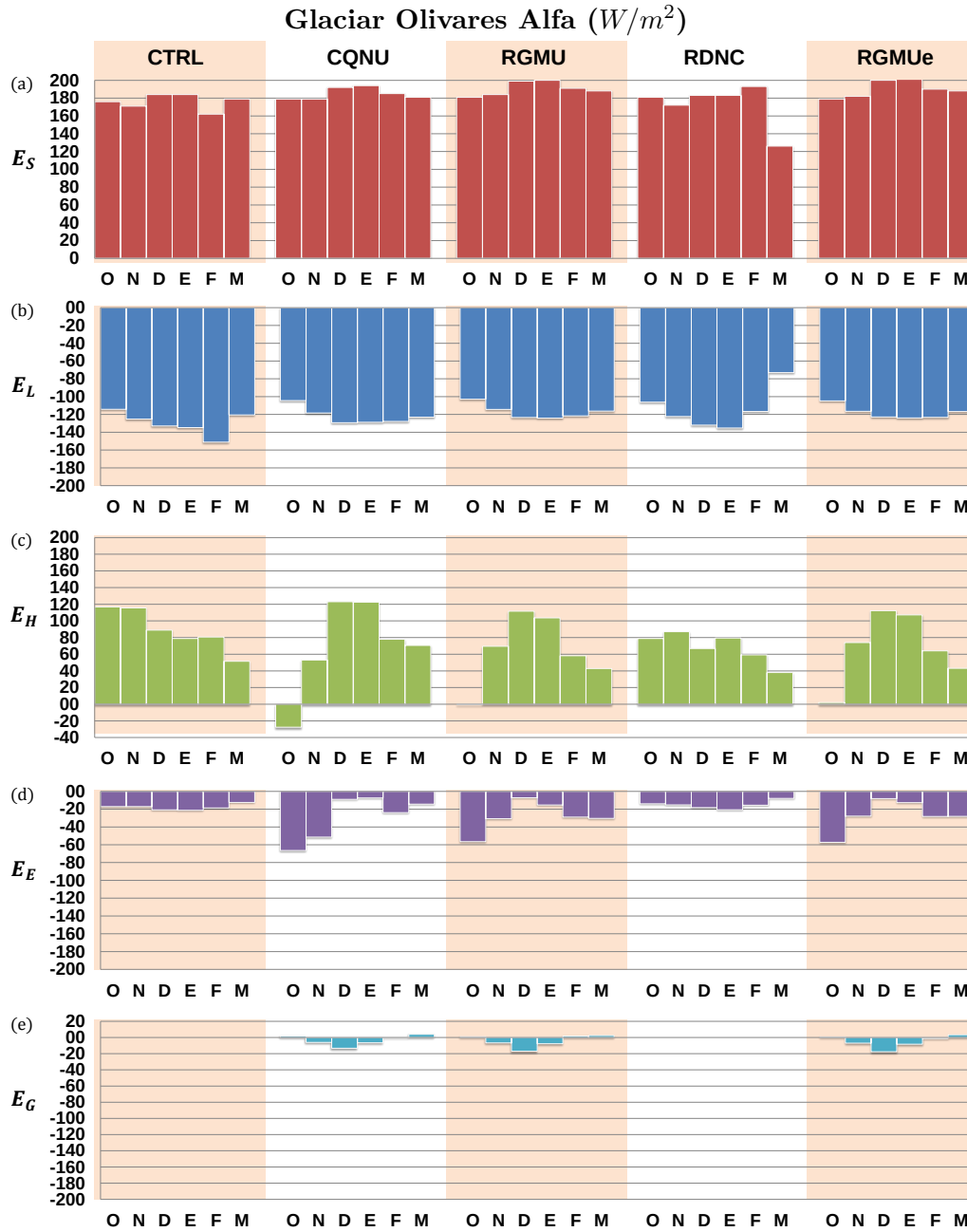


Figura 4.5: **(Olivares Alfa)** Promedio mensual desde octubre 2013 a marzo 2014 (O-M) de los flujos energéticos en W/m^2 para todas las simulaciones en el glaciar Olivares Alfa. CTRL representa la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros; la variable E_S representa la radiación de onda corta neta ya corregida, es decir según la Ec. (3.1), E_L radiación de onda larga neta, E_H/E_E flujo turbulento de calor sensible/latente y E_G es el flujo de calor entre capas subsuperficiales. Para ver el detalle de los valores expuestos en la figura, ir a la letra a) de cada una de las tablas ubicadas en la Sec. (7.2.3).

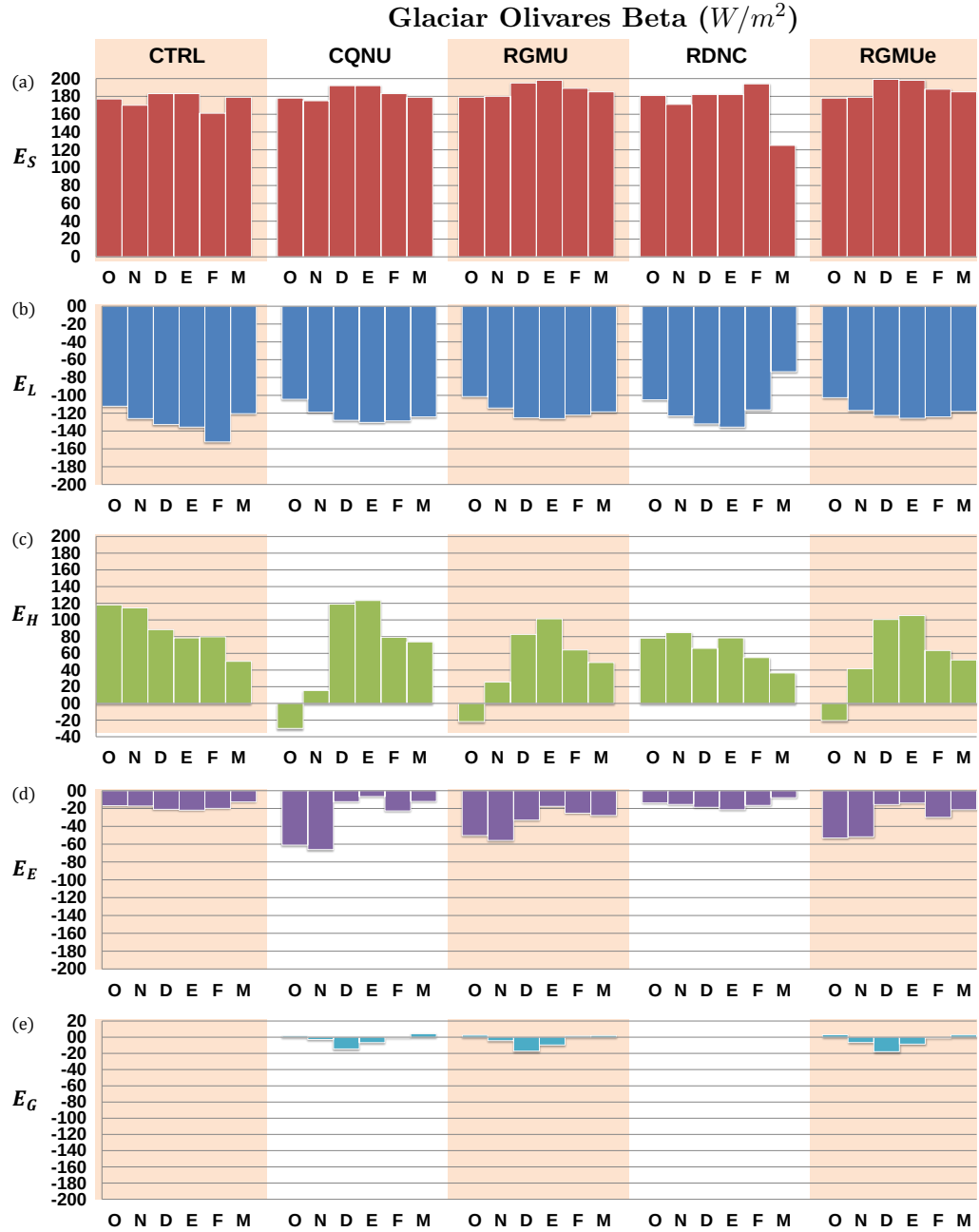


Figura 4.6: (**Olivares Beta**) Promedio mensual desde octubre 2013 a marzo 2014 (O-M) de los flujos energéticos en W/m^2 para todas las simulaciones en el glaciar Olivares Beta. CTRL representa la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros; la variable E_S representa la radiación de onda corta neta ya corregida, es decir según la Ec. (3.1), E_L radiación de onda larga neta, E_H/E_E flujo turbulento de calor sensible/latente y E_G es el flujo de calor entre capas subsuperficiales.. Para ver el detalle de los valores expuestos en la figura, ir a la letra b) de cada una de las tablas ubicadas en la Sec. (7.2.3).

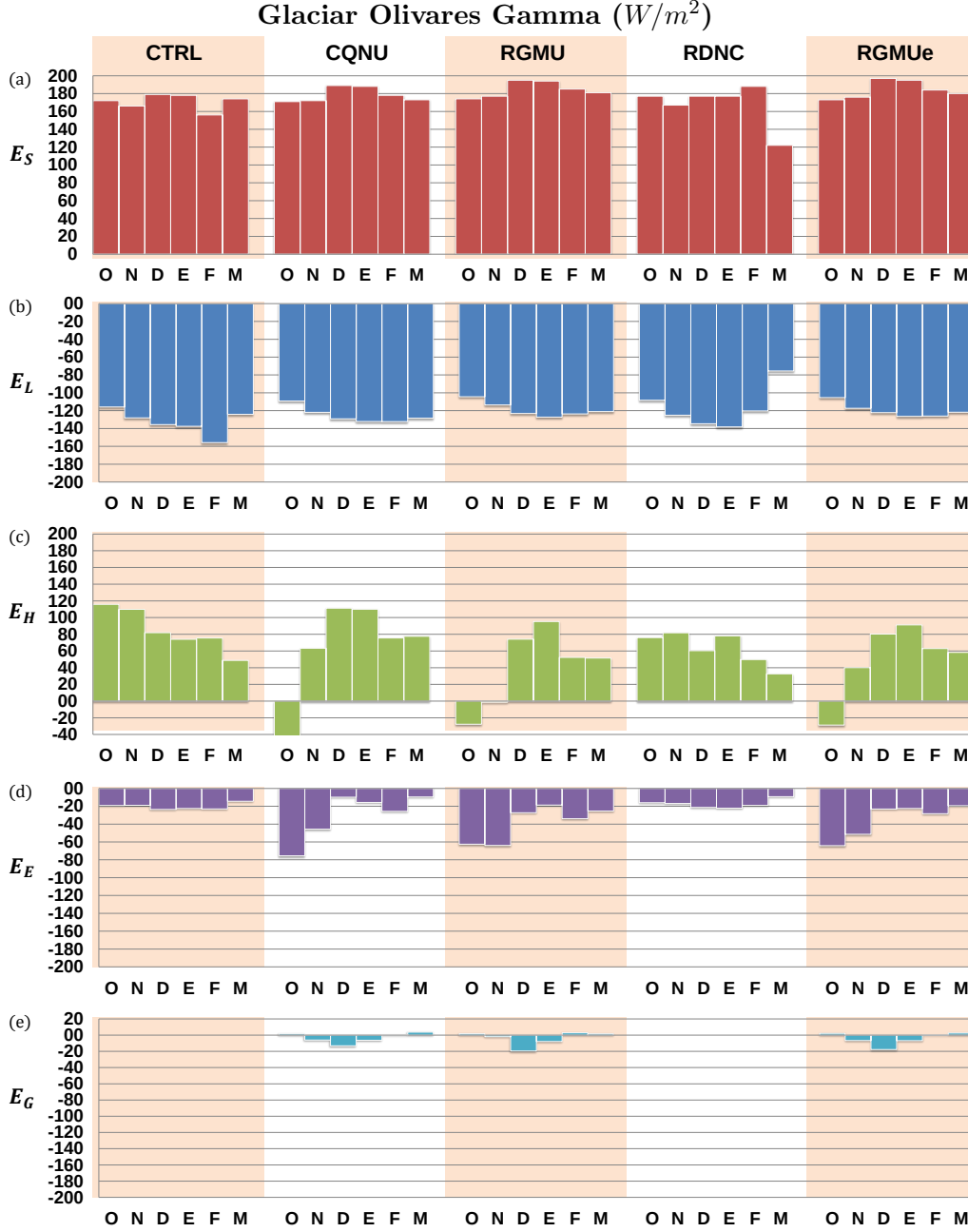


Figura 4.7: **(Olivares Gamma)** Promedio mensual desde octubre 2013 a marzo 2014 (O-M) de los flujos energéticos en W/m^2 para todas las simulaciones en el glaciar Olivares Gamma. CTRL representa la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros; la variable E_S representa la radiación de onda corta neta ya corregida, es decir según la Ec. (3.1), E_L radiación de onda larga neta, E_H/E_E flujo turbulento de calor sensible/latente y E_G es el flujo de calor entre capas subsuperficiales. Para ver el detalle de los valores expuestos en la figura, ir a la letra c) de cada una de las tablas ubicadas en la Sec. (7.2.3).

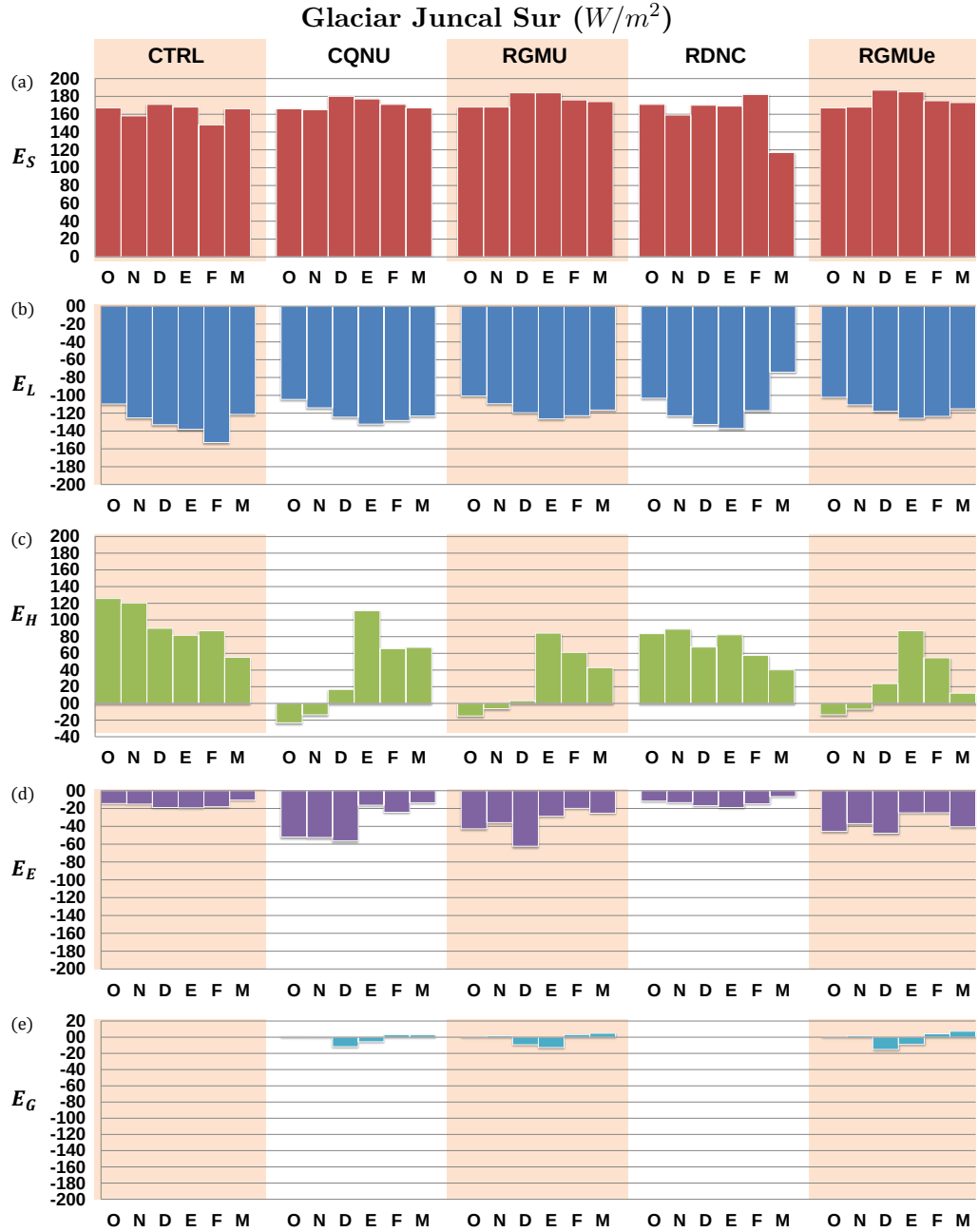


Figura 4.8: **(Juncal Sur)** Promedio mensual desde octubre 2013 a marzo 2014 (O-M) de los flujos energéticos en W/m^2 para todas las simulaciones en el glaciar Juncal Sur. CTRL representa la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros; la variable E_S representa la radiación de onda corta neta ya corregida, es decir según la Ec. (3.1), E_L radiación de onda larga neta, E_H/E_E flujo turbulento de calor sensible/latente y E_G es el flujo de calor entre capas subsuperficiales. Para ver el detalle de los valores expuestos en la figura, ir a la letra d) de cada una de las tablas ubicadas en la Sec. (7.2.3).

Con respecto a los resultados de ablación acumulada obtenidos (todos con la corrección de albedo), estos fueron separados nuevamente en dos casos: uno en que se considera recongelamiento y otro en que no es considerado. Para el caso en que no se considera recongelamiento (Figs. 4.9a – 4.12a), CTRL presenta una superioridad en pérdida de agua con respecto a las otras simulaciones, pues **OA** tuvo una ablación acumulada de 7.410 *mm* eq. agua contra 4.865, 3.968, 6.771 y 4.056 *mm* eq. agua de CQNU, RGMU, RDNC y RGMUe respectivamente (Fig. 4.9a); **OB** presentó una ablación acumulada de 7.461 *mm* eq. agua contra 4.922, 3.398, 6.785 y 3.807 *mm* eq. agua de CQNU, RGMU, RDNC y RGMUe respectivamente (Fig. 4.10a); **OG** por su parte tuvo una pérdida de agua de 7.322 *mm* eq. agua contra 5.236, 3.205, 6.764 y 3.516 *mm* eq. agua de CQNU, RGMU, RDNC y RGMUe respectivamente (Fig. 4.11a); finalmente **JS** tuvo una ablación acumulada de 7.822 *mm* eq. agua contra 3.895, 2.994, 7.092 *mm* eq. agua de CQNU, RGMU, RDNC y RGMUe respectivamente (Fig. 4.12a) Por otra parte, la prueba que presenta menor ablación acumulada corresponde a RGMUe. Se observa también que la simulación CQNU, RGMU y RGMUe muestran la ablación acumulada mayor en los meses de diciembre y enero, lo que concuerda con el periodo habitual del máximo en la tasa de ablación, lo que muestra una mejoría con respecto a CTRL, ya que no presentaba ese ciclo.

Para el caso en que el recongelamiento sí fue considerado (Figs. 4.9b – 4.12b) se observan grandes diferencias en cada uno de los glaciares y entre cada una de las simulaciones. **OA** presenta una variación entre 3.823 y 1.855 *mm* eq. agua para CTRL y RGMU respectivamente. **OB** tiene un rango que varía entre 3.778 y 778 *mm* eq. agua para CTRL y RGMU. **OG** oscila entre 3.372 y 271 *mm* eq. agua las que también recaen en CTRL y RGMU. Finalmente **JS** presenta una variación entre 4.095 y -72 *mm* eq. agua para CTRL y RGMUe respectivamente. Lo obtenido de Juncal Sur, podría mostrar que si bien es el que más agua pierde durante el año, en términos de variaciones absolutas no necesariamente perdería parte de su espesor, ya que algunas simulaciones mostraron una ablación negativa, pero que se contradice en parte con los antecedentes recopilados sobre él (Tab. 1.1). Por otro lado, se observa que **OA** presenta una prueba donde el recongelamiento es mayor que la ablación en el periodo oct – nov que recae en CQNU; lo mismo sucede para **OB** en tres de sus pruebas donde el recongelamiento es mayor a la ablación en oct – nov, siendo estas CQNU, RGMU y RGMUe; La situación de **OG** y **JS** son similares a la de **OB**.

Finalmente, utilizando Diagramas de Taylor, se compararon los resultados de la tasa de ablación resultantes de cada prueba, con respecto a CTRL (Fig. 4.13) donde se observa que no hay un cambio notorio entre los estadísticos de los cuatro glaciares, pero sí es visible que los casos en que se incluye recongelamiento están siempre más alejados de la simulación de referencia en comparación con los que no lo incluyen, a excepción del glaciar Juncal Sur. Puede decirse también, que todas las simulaciones en los cuatro glaciares poseen una correlación sobre 0,6 y una desviación estándar normalizada que bordea los 0,25. Con respecto al error cuadrático medio, para el caso en que no se considera recongelamiento, la simulación RGMU y RGMUe están ligeramente más cercanas a CTRL, pero al observar los estadísticos que sí incluyen recongelamiento, estas mismas son las más alejadas.

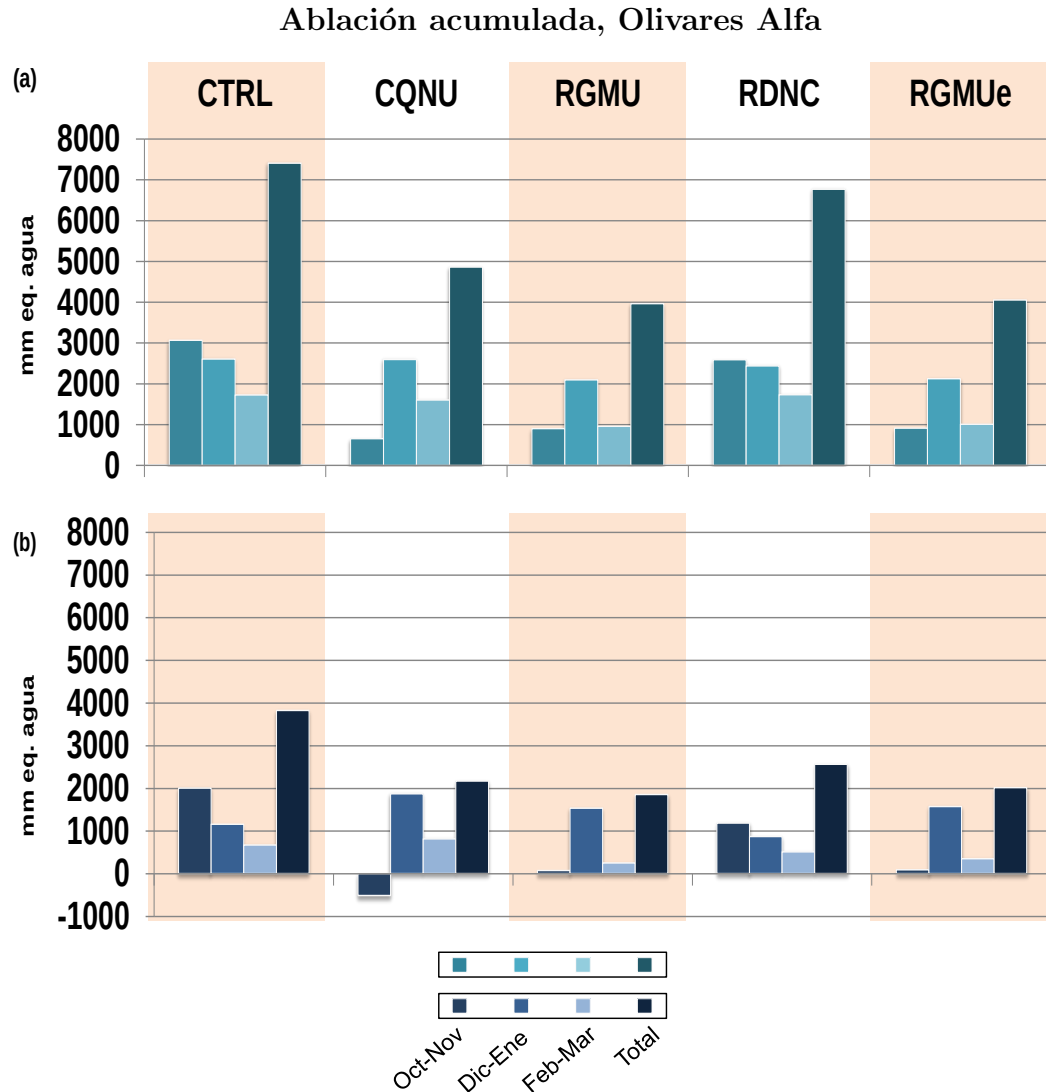


Figura 4.9: (**Olivares Alfa**) Sensibilidad de las simulaciones al cálculo de ablación acumulada cada dos meses y para el periodo completo entre octubre 2013 y marzo 2014 en el glaciar Olivares Alfa. Esto fue realizado de dos formas, **a)** no incluyendo recongelamiento (se suman solo valores positivos de $\dot{A}$) y **b)** incluyendo recongelamiento (se suman valores positivos y negativos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. Punto de grilla a 4397 m. s.n.m.. Ver detalle de los valores en Tab. (7.11).

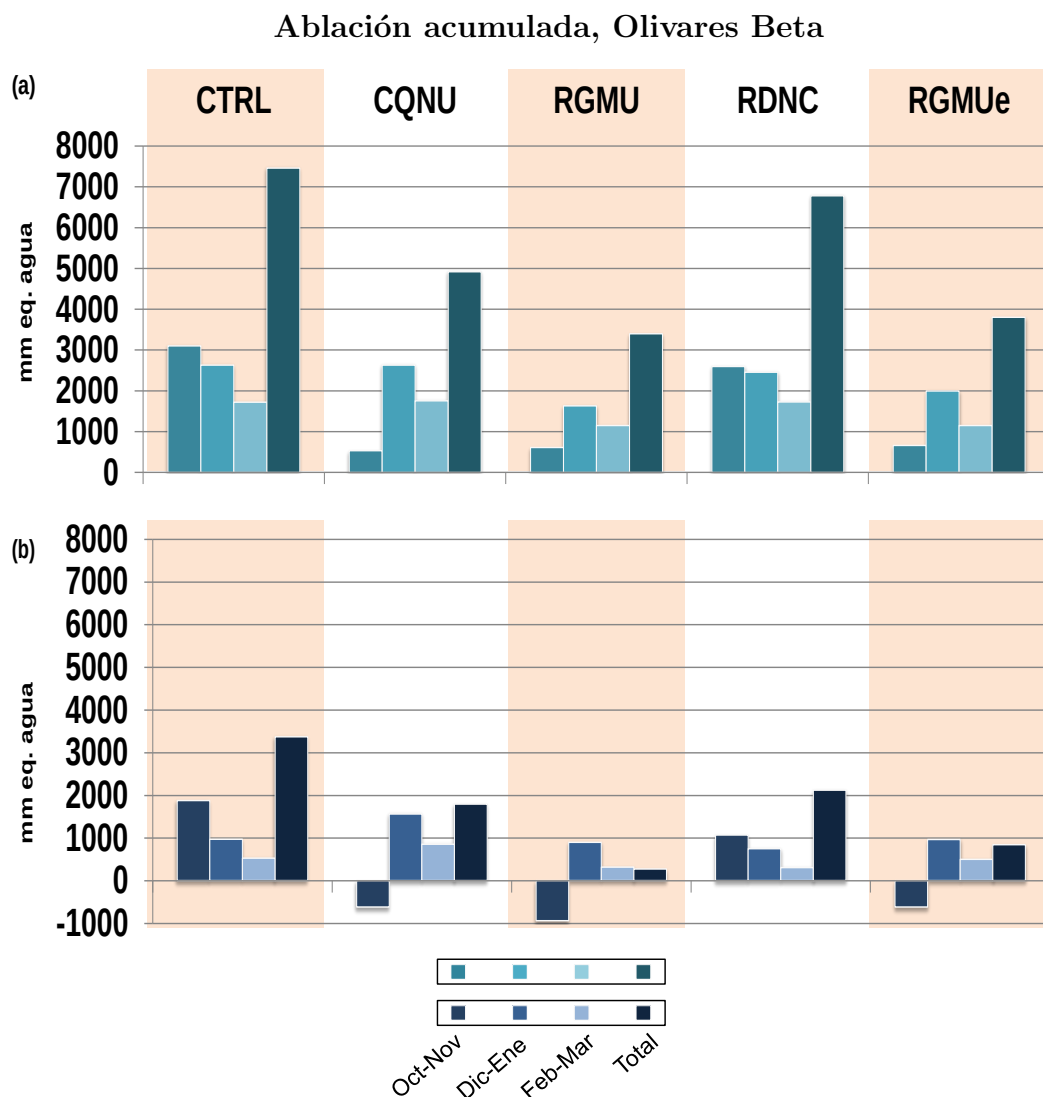


Figura 4.10: **(Olivares Beta)** Sensibilidad de las simulaciones al cálculo de ablación acumulada cada dos meses y para el periodo completo entre octubre 2013 y marzo 2014 en el glaciar Olivares Beta. Esto fue realizado de dos formas, **a)** no incluyendo recongelamiento (se suman solo valores positivos de $\dot{A}$) y **b)** incluyendo recongelamiento (se suman valores positivos y negativos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. Punto de grilla a 4145 m. s.n.m.. Ver detalle de los valores en Tab. (7.12).

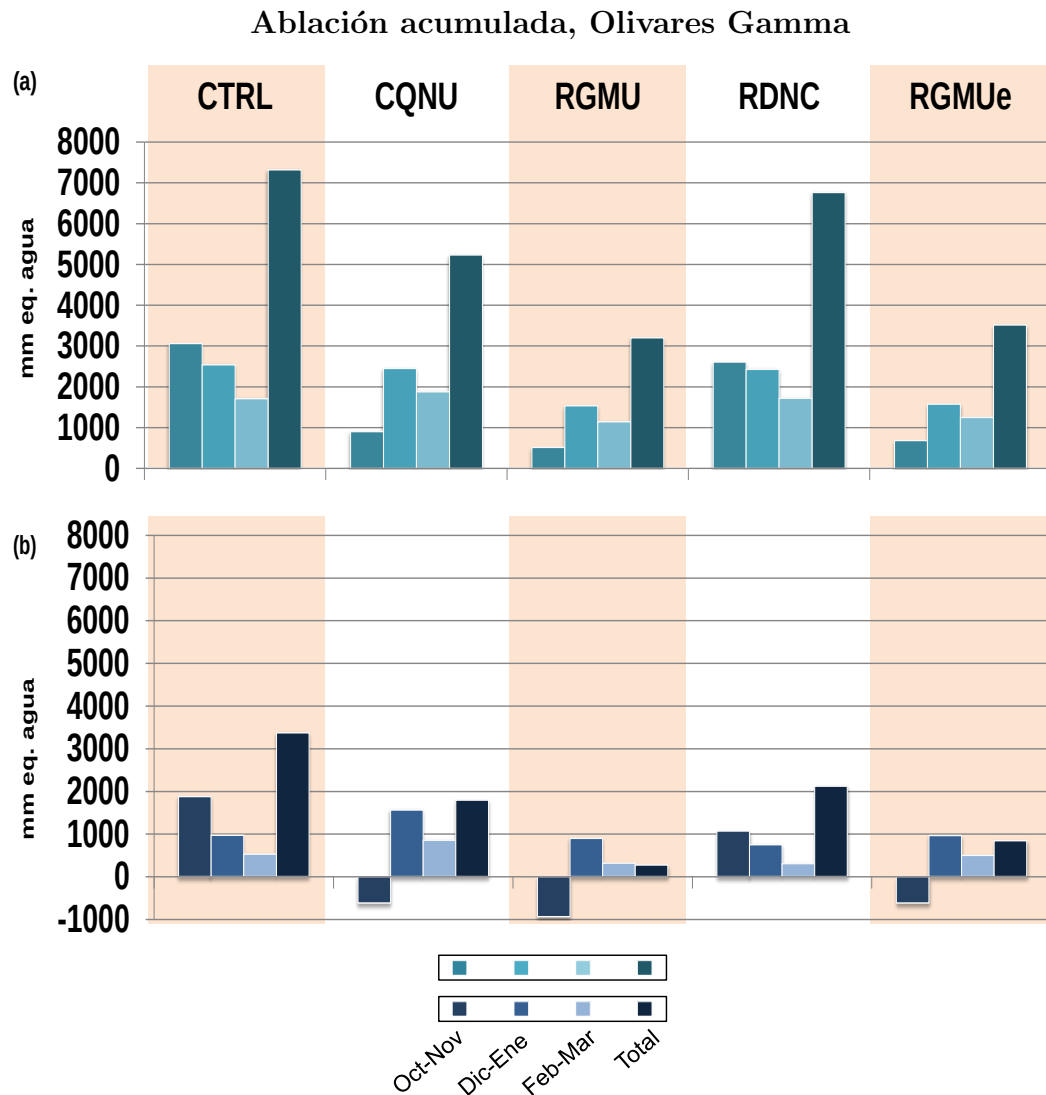


Figura 4.11: (**Olivares Gamma**) Sensibilidad de las simulaciones al cálculo de ablación acumulada cada dos meses y para el periodo completo entre octubre 2013 y marzo 2014 en el glaciar Olivares Gamma. Esto fue realizado de dos formas, **a)** no incluyendo recongelamiento (se suman solo valores positivos de $\dot{A}$) y **b)** incluyendo recongelamiento (se suman valores positivos y negativos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. Punto de grilla a 4019 m. s.n.m.. Ver detalle de los valores en Tab. (7.13).

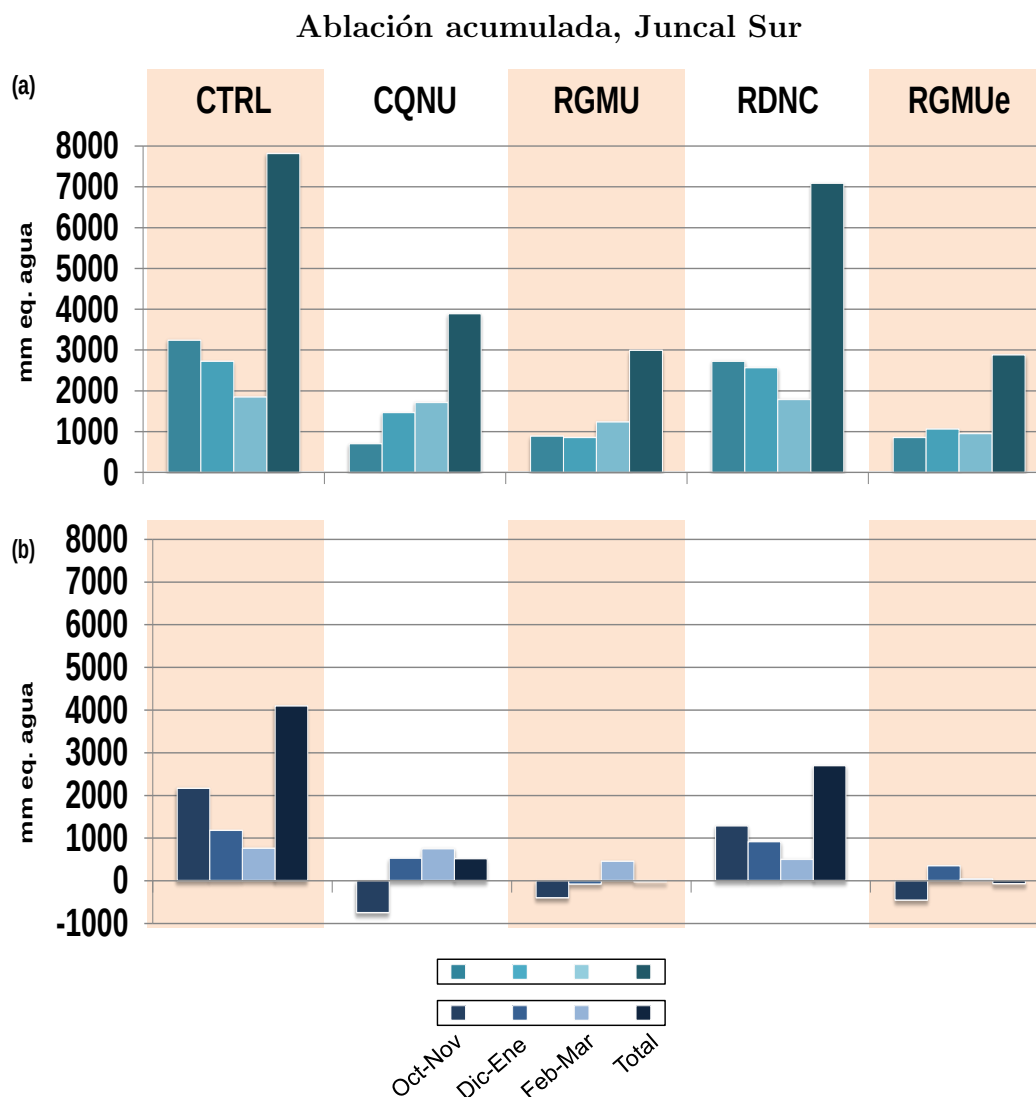


Figura 4.12: (**Juncal Sur**) Sensibilidad de las simulaciones al cálculo de ablación acumulada cada dos meses y para el periodo completo entre octubre 2013 y marzo 2014 en el glaciar Juncal Sur. Esto fue realizado de dos formas, **a)** no incluyendo recongelamiento (se suman solo valores positivos de $\dot{A}$) y **b)** incluyendo recongelamiento (se suman valores positivos y negativos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. Punto de grilla a 4535 m. s.n.m.. Ver detalle de los valores en Tab. (7.14).

Diagramas de Taylor

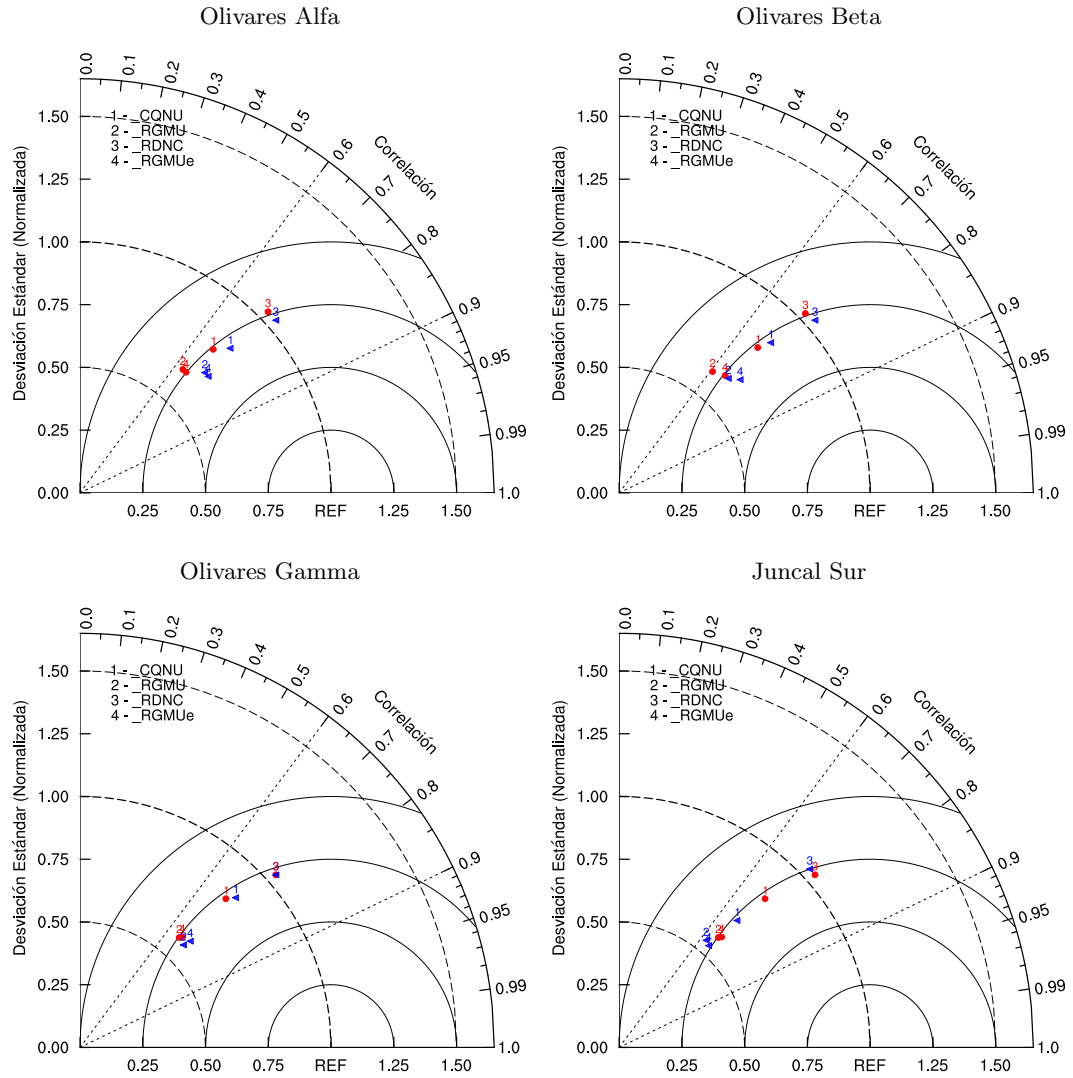


Figura 4.13: Diagrama de Taylor que muestra los estadísticos resultantes al comparar la serie de tiempo de la tasa de ablación de CTRL y cada una de las cuatro pruebas, entre octubre 2013 y marzo 2014. Los **círculos** muestran los estadísticos que incluyen recongelamiento (valores positivos y negativos de $\dot{A}$) y los **triángulos** muestran los que no incluyen recongelamiento (valores positivos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. Ver detalle en Tab. (7.15).

Capítulo 5

Discusión

5.1. Balance de energía y ablación de CTRL

De los flujos calculados por la simulación de control sobre los glaciares en estudio (Fig. 4.1) se puede observar, que al comparar el promedio de sus flujos mensuales, no existe una diferencia notoria entre cada uno de ellos, siendo reflejado también en la ablación acumulada sin recongelamiento y con recongelamiento (Fig. 4.3), en que presentan valores similares. Para generar resultados más particulares en el futuro, sería aconsejable cambiar la resolución topográfica utilizada (30") por una más fina y de esta forma utilizar puntos de grilla que recaigan en una altura más precisa.

Los estudios de modelación realizados en Chile (Schaefer et al. (2015) y (Villarroel et al., 2013)), utilizaron un dominio mínimo de $\Delta x = 5 \text{ km}$ con condiciones iniciales NCEP-NCAR de $2,5^\circ$ cada 6 horas, por lo que este estudio mejora la calidad de las condiciones iniciales, utilizando archivos de entrada FNL de $0,5^\circ$ cada 6 horas. No obstante, lo que puede entregar resultados más particulares sobre cada glaciar es agregar nuevos dominios a la simulación para alcanzar una mayor resolución espacial ($\Delta x < 5 \text{ km}$). No fue posible llevar a cabo lo anterior debido a los recursos computacionales, que si bien eran óptimos, no lograron alcanzar la rapidez suficiente para simular una prueba a 1 km de resolución, demorando siete días en simular un día, siendo notoria la inviabilidad de este cálculo.

Los promedios mensuales de los flujos energéticos calculados por la simulación de control evidencian que la radiación de onda corta neta y onda larga neta son los flujos radiativos predominantes en magnitud sobre los cuatro glaciares que se han estudiado, siendo concordante con los dos factores primarios que contribuyen a un aumento de la tasa de ablación que son la luz solar referido a la radiación de onda corta incidente, y el contenido de calor de la atmósfera que condiciona la temperatura de emisión de la Ley de Stefan-Boltzman con la cual se obtiene la radiación de onda larga emitida (Ec 2.2 y Sec 2.1.3).

A pesar de que E_S es el flujo predominante, se observa que los promedios mensuales no presentan una oscilación normal de radiación a lo largo de los meses, ya que en promedio debe ser menor en octubre y tender al aumento hasta febrero, para finalmente disminuir lentamente en marzo, por lo que se podría decir que la parame-

trización física de radiación de onda corta (*Dudhia, Dudhia (1996)*) no es adecuada para representar la radiación en zonas pequeñas y frías. E_L presenta una oscilación mensual que podría considerarse normal, dado que hay un leve aumento en la emisión de radiación de onda larga neta a lo largo de los meses debido principalmente a la liberación de calor por evaporación del suelo en los meses de enero y febrero.

Los flujos turbulentos de calor sensible y latente son los flujos que participan en segundo plano en el balance energía, observándose que E_H es el que más influencia tiene de los dos, donde su signo positivo indicaría que la superficie está más fría que la atmósfera cercana, por lo que esta masa de aire le cede calor a la superficie del glaciar. Los promedios calculados causan algunas dudas, por ser en algunos casos similar a E_L y por presentar una alta desviación estándar incluso más grande que el promedio del mismo flujo, pero que podría no ser considerado extraño, ya que hay casos en que E_H tiene un promedio muy cercano a E_L (*Pellicciotti et al., 2008*). Con respecto a E_E , que tiene un valor promedio menor a los tres flujos anteriores, su signo negativo indicaría una leve liberación de energía por evaporación o sublimación desde la superficie del glaciar.

Refiriéndose al flujo de calor entre capas subsuperficiales (E_G), se observa una deficiencia en la parametrización de la física superficial para la simulación de control, pues no permite que este flujo sea modelado. Esto se debería a que la opción *Thermal-Diffusion* (*Dudhia, 1996*) es la forma más simplificada de configuración, obviando la humedad del suelo y difusión térmica hacia capas inferiores, lo que genera que la conductividad térmica de la capa sea 0 resultando $E_G = 0$ en toda la simulación (Ec. 2.14). Se estima que esta consideración simplificada de la física superficial estaría basada en que WRF es un modelo de mesoescala, por lo que es utilizado generalmente sobre ese rango espacial, en que E_G usualmente es aproximado a 0 al cumplir un ciclo diario o al modelar ciclos decadales (*Allen et al., 2006*).

Con respecto al uso de un albedo variable sobre la radiación de onda corta (Fig. 4.2) se puede observar que en todos los glaciares existe una notoria disminución de E_S , lo que genera una baja evidente en la ablación, ya que para el caso en que no se considera recongelamiento (se escogen solo los valores positivos de $\dot{A}$) hubo una reducción del 62,5 %, pasando de ~ 12.000 a ~ 7.500 mm eq. agua (Fig. 4.3), un valor más razonable, pero aún mucho mayor que estudios cercanos a la zona (*Pellicciotti et al. (2008)* y *Peña & Naranjo (1978)*). Para entender esto de forma más práctica, se tiene que utilizando el albedo original entregado por el modelo se perdería una columna de 12,5 m de agua al año, lo que significaría que para los glaciares **OA**, **OB**, **OG** y **JS** que tienen un espesor máximo de 129, 233, 182 y 248 m (Tab. 1.6), tendrían una pérdida anual de espesor del 9 %, 5 %, 7 % y 5 %, es decir que en 11, 20, 14 y 20 años estos glaciares no debieran existir, en comparación con el cálculo de ablación utilizando el nuevo albedo, que varía con la precipitación y el tipo de superficie, y que da como resultado una pérdida anual de 6 %, 3 %, 4 % y 3 % para **OA**, **OB**, **OG** y **JS** respectivamente. Se puede decir también que ocurre algo no usual con la acumulación, pues la mayor cantidad sucede entre octubre y noviembre, situación que debiera suceder entre diciembre y enero, pero cuyos meses tienen un déficit de ~ 500 mm eq. agua respecto a oct – nov según este estudio, lo que demuestra un adelantamiento de la temporada de ablación en CTRL.

La situación es diferente cuando sí se incluye el recongelamiento en la ablación acumulada, pues no se observa que los cuatro glaciares posean una magnitud de ablación tan similar al pasar los seis meses. Previo a la corrección del albedo sobre E_S , los glaciares superan los 8.000 mm eq. agua, cuyo menor/mayor valor corresponde a 8.141/8.901 mm eq. agua perteneciente a **OG/JS**. Después de la corrección, **OG** nuevamente presentó la mínima ablación con un valor de 3.372 mm eq. agua y **JS** por su parte la máxima otra vez con 4.095 mm eq. agua, lo que es de esperarse si se realizan transformaciones lineales sobre las ecuaciones. Los meses con mayor ablación acumulada corresponden a oct - nov, luego dic - ene y finalmente feb - mar, lo que nuevamente indica un adelantamiento de la temporada de ablación.

El glaciar **JS** fue el que más agua perdió al incluir y no incluir recongelamiento. Esto puede deberse a la ubicación geográfica de esta masa de hielo (Fig. 1.5) que tiene una mayor exposición solar al estar más adentrado en la cordillera de los Andes, en que la altura del punto utilizado para el balance marcó 4.535 m s.n.m. en comparación con 4.397, 4.145 y 4.019 m s.n.m. de **OA**, **OB** y **OG** respectivamente. En conjunto con lo anterior, **JS** estaría por sobre la Línea de Equilibrio promedio de la Zona glaciológica Centro de $\sim 4.200 - 3300$ m s.n.m según Broecker & Denton (1990) pero a pesar de eso, es el glaciar que presenta mayor cantidad de ablación, por lo que si estos resultados pudieran ser evaluados sería interesante investigar qué factores adicionales estarían afectando este glaciar. Es por esto que una idea interesante para el futuro es aprender a utilizar la extensión del modelo llamada WRF-CHEM que analiza aerosoles en la atmósfera y que posiblemente pudieran estar depositándose en la capa superficial del glaciar, influyendo en el aumento de la ablación.

5.2. Estudio de sensibilidad

El estudio de sensibilidad de los flujos energéticos del modelo logró arrojar una buena representatividad media-mediana de los promedios para flujos de radiación de onda larga neta (E_L), radiación de onda corta neta (E_S) y flujo turbulento de calor latente (E_E) con una representatividad media-mediana del 96 %, 83 % y 86 % respectivamente, aunque E_S tuvo el 100 % de sus histogramas catalogados como sin distribución (Fig. 4.4e), pero que podría ser considerado algo no inusual si se toma en cuenta que E_S siempre tiene un ciclo diario con un valor de 0 W/m^2 por la noche y a medida que amanece este valor aumenta hasta un máximo al medio día solar para luego decaer hasta llegar nuevamente a 0 W/m^2 ; así cada intervalo del histograma tendría casi la misma cantidad de valores entre 0 y el máximo de radiación.

Por otra parte, E_H y E_g , no dio una buena representatividad con nada más que un 13 % y 22 % cada uno, lo que indicaría que estos promedios no son robustos en una modelación con WRF, debiendo probablemente incursionar en una configuración aún más acabada de los archivos que utilizada el modelo y escoger otro tipo de parametrización física del suelo, para lograr una mejora. Acá nuevamente aparece la idea de rehacer las simulaciones en un dominio con una menor resolución espacial de al menos 1 km . Aunque esto no quita que no se puedan obtener conclusiones de la ablación final, ya que en esta no se utiliza el promedio de los flujos sino que sus valores horarios.

Con respecto a cada simulación la mayor correspondencia media-mediana corresponde a CTRL con un 79 %, sin considerar los histogramas de E_G ya que no era generado, viniendo luego $RGMU_e$ con 60 %. A diferencia de CTRL, $RGMU_e$ tiene solo un 30 % de histogramas sin distribución, en comparación con el 54 % que tiene CTRL. La prueba que presenta una peor representación de los promedios de flujos energéticos es RDNC con un 58 % de representatividad media-mediana, pero un 67 % de histogramas sin distribución, por lo que se podría considerar como la simulación menos confiable al analizar el promedio de sus flujos energéticos. Por el contrario la simulación más representativa es $RGMU_e$, concordando con que una disminución en la altura de los niveles verticales que están más cercanos a la superficie (2 metros en vez de 10 metros) conllevaría a mejoras en la modelación.

Al observar los resultados de ablación acumulada sin considerar recongelamiento, se obtuvo que todas las nuevas simulaciones presentaron menor cantidad de agua total acumulada con respecto a CTRL, acercándose incluso más al resultado obtenido del único balance de energía publicado y más cercano a la zona de estudio, que es el glaciar Juncal Norte donde existió una pérdida de 3.695 mm eq. agua entre diciembre de 2005 y febrero de 2006 (Pellicciotti et al., 2008) meses en que ocurre la mayor cantidad de ablación pero calculado siete años antes que el periodo utilizado en las pruebas con WRF, lo que podría suponer una disminución en la ablación o bien un aumento de ella, aunque todo indicaría que debiera haber un aumento, pues investigaciones han establecido un calentamiento de $+0,25^\circ$ /década en los valles y cordillera de Chile Central (Falvey & Garreaud, 2009) y a la vez por la existencia de la mega sequía que ha experimentado la misma zona entre 2010-2015 (CR2, 2015), generando una disminución de precipitación, lo que provocaría que los glaciares tengan menos nieve fresca para reflejar la radiación de onda corta aumentado así la ablación. Es por lo anterior que es importante una mejor parametrización del albedo en este estudio, aunque mientras tanto la configuración propuesta parece ser de ayuda.

Con respecto a los resultados de ablación en que sí se incluye recongelamiento, los cuales pueden ser interpretados como la diferencia entre la altura del glaciar al inicio y al final del periodo en estudio, se observa que no existe un patrón que establezca una mejoría o un empeoramiento respecto a la simulación de control, pero sí se observa que en **OA**, **OB** y **OG** existe pérdida de agua en todas las pruebas a pesar de incluir estas variaciones, esto quiere decir que aunque exista precipitación en la zona, los glaciares igualmente se derretirían según el modelo y que concuerdan con la disminución de sus áreas y retroceso frontal (Tab. 1.1), aunque para mayor seguridad se requerirían mediciones de cambios de espesor en los glaciares. No se muestra lo mismo para el Glaciar **JS**, que presentó dos simulaciones ($RGMU$ y $RGMU_e$) en que a pesar de presentar pérdida de agua por ablación, esta no logró ser mayor a todo lo que se gana por recongelamiento, y que no concuerda con los cambios de área abrupta de $-0,20 \text{ km}^2/\text{a}$ y retroceso frontal de -79 m/a entre los años 1955 y 2011.

Prestando atención sobre el glaciar **OA**, se observó que en tres de las cuatro nuevas simulaciones (CQNU, $RGMU$, $RGMU_e$) presenta la mayor ablación cuando se incluye recongelamiento, es decir, que sería el glaciar que perdería mayor cantidad

de espesor al año en comparación con sus vecinos cuando se observan las mismas simulaciones. Si esto fuera evaluado, se podría pensar que la cercanía de este glaciar con Santiago y con yacimientos de explotación minera serían un desencadenante en la mayor pérdida de masa de **OA** y que podría concordar con su tasa de retroceso de $-0,11 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$ entre 1986 y 2011, la cual ha aumentado drásticamente hacia el año 2013 alcanzando una velocidad de $-0,19 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$, conllevando a una pérdida del 56 % de su área desde 1986 al 2011, resultados que fueron calculados gracias a la actualización de información mediante recopilación de datos en distintas publicaciones (DGA (2011) y Oberreuter et al. (2014)). En esos dos años **OA** alcanzó a **JS** en su tasa de variación anual de $-0,20 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$ pero que abarca desde 1955 al 2011. Cabe recordar que **OA** tiene un área de tan solo $3,9 \text{ km}^2$ (2013) en comparación con $21,98 \text{ km}^2$ de **JS** (2011).

A pesar de que el efecto antropogénico en la zona es solo una suposición realizada por este estudio y que no tiene asidero científico sobre el lugar, es interesante considerar que en el Estudio de Impacto Ambiental perteneciente al Proyecto de expansión de Codelco Andina en 2005, se reconoce que un 38 % de los glaciares de roca que están en su Línea de Base¹ han sido cubiertos por depósitos de estériles y otras áreas han sufrido la remoción de sus frentes entre 1982 y 2009, afectando también el aporte hídrico de estos (DGA, 2009). Es por esto que se recalca nuevamente el interés de aprender el uso de WRF-CHEN para analizar el material particulado que se desplazaría hacia esa zona y así comprender si lo mencionado anteriormente aún es real.

Con respecto a la capacidad hídrica que tendría la cuenca alta del río Olivares si se consideran los cuatro puntos sobre los glaciares durante el periodo de ablación 2013/2014, se obtiene un valor total de 30, 19, 14, 27 y 14 m^3 en 6 meses (recordar que es solo para esos cuatro puntos) según la simulación CTRL, CQNU, RGMU, RDNC y RGMUe respectivamente, al considerar ablación sin recongelamiento. Estos resultados deberían ser extrapolados a toda la superficie de cada glaciar mediante la generación de un balance de energía distribuido para conseguir una ablación total de la cuenca, un método evidentemente más representativo ya que se consideran más puntos en la zona. Este aporte debería ser evaluado mediante mediciones de caudales en la cuenca, para estimar la escorrentía que aportan estos glaciares a la Región Metropolitana. Adicionalmente, sería necesario agregar también un aumento de la resolución topográfica y espacial en el modelo para lograr obtener una grilla representativa sobre cada glaciar.

Finalmente se puede decir que a pesar de que las simulaciones no fueron evaluadas, la metodología de trabajo está propuesta para que cualquiera que tenga el interés y mediciones de alguna zona pueda aplicarlo, evaluarlo o corregirlo, y así conocer si este modelo es útil y si puede ser considerado como una herramienta de gestión hídrica, ayudando a promover nuevas líneas de investigación que contribuyan al estudio hídrico del país, inclusive para sectores en que no haya disponibilidad de datos, pero que necesariamente sean requeridos para tomar decisiones importantes. Todo lo anterior se propone con el fin de encontrar una forma sustentable de convivir con estas masas de hielo que indudablemente serán indispensables para el futuro.

¹Línea de base corresponde al área de influencia de un proyecto o actividad.

Capítulo 6

Conclusiones

La realización de este estudio, estuvo enfocada en la obtención de los flujos energéticos participantes del balance de energía para los cuatro glaciares de la cuenca alta del río Olivares, ubicada en Chile Central ($33^{\circ}10'S - 70^{\circ}10'O$). Esto se llevó a cabo mediante la utilización del modelo numérico de la atmósfera Weather Research and Forecasting (WRF), con el cual fueron configuradas cinco simulaciones de seis meses para el periodo de ablación 2013/2014, utilizando dos dominios anidados con una resolución espacial de 25 y 5 km, y condiciones iniciales FNL de $0,5^{\circ}$. El uso de los flujos energéticos generados por WRF hicieron posible el posterior cálculo de ablación con recongelamiento y sin recongelamiento sobre cada glaciar.

En primer lugar se puede concluir que se cumplió la hipótesis de este estudio, en que el uso de un albedo variable con la precipitación y el tipo de superficie permite contribuir a una mejora en el cálculo de ablación realizado con los flujos energéticos extraídos desde el modelo WRF. Esto pudo verse reflejado con la simulación de control (CTRL), donde los glaciares de la cuenca alta del río Olivares redujeron su ablación acumulada para el caso en que no se incluye recongelamiento en $\sim 62\%$; de forma particular, el glaciar Olivares Alfa disminuyó su ablación acumulada de 11.994 a 7.410 *mm* eq. agua, Olivares Beta de 12.051 a 7.460 *mm* eq. agua, Olivares Gamma de 11.958 a 7.321 *mm* eq. agua y en Juncal Sur se redujo de 12.509 a 7.821 *mm* eq. agua. Para el caso en que sí se incluyó recongelamiento, la ablación se redujo en un $\sim 44\%$ con cambios de 8.533 a 3.824 *mm* eq. agua en Olivares Alfa, 8.496 a 3.778 *mm* eq. agua en Olivares Beta, 8.141 a 3.372 *mm* eq. agua en Olivares Gamma y 8.909 a 4.096 *mm* eq. agua en Juncal Sur. Juncal Sur es el que mayor ablación presentó en ambos casos.

En el estudio de sensibilidad, los flujos energéticos promedios que mayor representatividad tuvieron en las pruebas fueron radiación de onda larga neta, onda corta neta y flujo turbulento de calor latente con un 96%, 86% y 83% de representatividad media-mediana. El flujo turbulento de calor sensible y flujo turbulento entre capas subsuperficiales alcanzaron una baja representatividad con tan solo el 13% y 22%. Por lo tanto, los flujos que mejor se representan con promedios en este estudio corresponden la radiación de onda corta, larga y flujo turbulento de calor latente; por el contrario el flujo turbulento de calor sensible y de capas subsuperficiales no pueden ser representados con promedios, sino que sería mejor utilizar medianas.

Al considerar la representatividad de los flujos energéticos según cada simulación se concluyó que CTRL tiene la mayor correspondencia media mediana con un 79 %, pero posee un 54 % de promedios que no poseen ninguna distribución. Por el contrario, RGMUe tiene una correspondencia media-mediana de 67 % y solo un 30 % de promedios sin distribución. Esto demuestra que RGMUe es una simulación más robusta que CTRL debido a que sus estadísticos no se alejan bruscamente entre sí, concordando con ser la simulación que posee la mejor parametrización de radiación en WRF y que además fue configurada con un inicio de los niveles sigma a los 2 m y no a 10 m como las demás simulaciones.

Respecto al cálculo de ablación con los flujos energéticos de las cuatro nuevas simulaciones, se tiene que en el caso donde no se incluye recongelamiento, Olivares Alfa presenta un máximo en RDNC con 6.771 *mm* eq. agua y un mínimo en RGMU con 3.968 *mm* eq. agua. Olivares Beta está en un rango de 6.785 *mm* eq. agua y 3.398 *mm* eq. agua para RDNC y RGMU nuevamente. Olivares Gamma tuvo un máximo de 6.764 *mm* eq. agua y un mínimo de 3.205 *mm* eq. agua para RDNC y RGMU respectivamente. Finalmente, Juncal Sur presentó una ablación que varió de 7.092 *mm* eq. agua a 2.884 *mm* eq. agua pero esta vez para RDNC y RGMUe. Con esto se concluye que los valores más extremos de ablación cuando no se incluye recongelamiento los entrega RDNC y RGMU para Olivares Alfa, Beta y Gamma, no así para Juncal Sur que corresponden a RDNC y RGMUe. Al comparar estos resultados con [Pellicciotti et al. \(2008\)](#) (3.695 *mm* eq. agua entre dic-feb para el glaciar Juncal Norte), se tiene que las simulaciones RGMU y RGMUe se acercan más a este estudio, pero en un periodo de seis meses.

Al incluir recongelamiento en la ablación, Olivares Alfa presenta un máximo de 2.562 *mm* eq. agua en RDNC y un mínimo de 2.012 *mm* eq. agua en RGMUe. Olivares Beta está en un rango de 2.438 *mm* eq. agua y 1.444 *mm* eq. agua para RDNC y RGMUe nuevamente. Olivares Gamma tuvo un máximo de 2.120 *mm* eq. agua y un mínimo de 271 *mm* eq. agua para RDNC y RGMU respectivamente. Finalmente Juncal Sur presentó una ablación que varió de 2.693 *mm* eq. agua a -72 *mm* eq. agua pero para RDNC y RGMUe. Con esto se concluye que al considerar recongelamiento el máximo lo entrega RDNC y el mínimo RGMUe para Olivares Alfa, Beta y Juncal Sur, pero Olivares Gamma tiene un máximo con RDNC y un mínimo con RGMU. Comparando estos resultados con [Peña & Naranjo \(1978\)](#) (2.120 *mm* eq. agua para el glaciar Echaurren) se tiene que las simulaciones más cercanas a él son CQNU y RDNC, pero dicha publicación es realizada en los años 70, por lo que se presume la ablación acumulada anual debería ser mayor en la actualidad, según mediciones de cambios areales posteriores medidos en glaciares de Chile Central ([DGA, 2011](#)).

Con respecto a la elaboración de este estudio, a pesar de que las simulaciones no fueron evaluadas con mediciones en terreno, la metodología propuesta podría ser considerada como un marco de referencia para quienes tengan el interés y mediciones de alguna zona y así conocer si este modelo es útil, generando así la posibilidad de que pueda ser considerado como una herramienta de gestión hídrica, que ayude a promover nuevas líneas de investigación y a la vez contribuya al estudio hídrico del país, inclusive para sectores en que no haya disponibilidad de datos, pero que necesariamente sean requeridos para tomar decisiones importantes.

Bibliografía

- Akhtar, M., Ahmad, N., & Booij, M. (2008). The impact of climate change on the water resources of Hindukush–Karakorum–Himalaya region under different glacier coverage scenarios. *Journal of hydrology*, 355(1):148–163.
- Allaby, A. & Allaby, M. (2003). Oxford dictionary of Earth Sciences. 663 pp.
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*, volume 56. Food & Agriculture Org. 322 pp.
- Benjamin, S., Bleck, R., Brown, J., Brundage, K., Devenyi, D., Grell, G., Kim, D., Manikin, G., Schlatter, T., Schwartz, B., Smirnova, T., Smith, T., & Wiegandt, S. (2004). Mesoscale weather prediction with the RUC hybrid isentropic-sigma coordinate model and data assimilation system. *Monthly Weather Review*, 132:473–494.
- Black, T. (1994). The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. *Weather and Forecasting*, 9(2):265–278.
- Bown, F. & Rivera, A. (2007). Climate changes and recent glacier behaviour in the Chilean lake District. *Global and Planetary Change*, 59(1):79–86.
- Bown, F., Rivera, A., & Acuña, C. (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 48(1):43–48.
- Broecker, W. & Denton, G. (1990). What drives glacial cycles? *Scientific American*, 262(1):42–50.
- Chou, M.-D., Suarez, M., Liang, X.-Z., Yan, M. M.-H., & Cote, C. (2001). A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies.
- Collier, E., Mölg, T., Maussion, F., Scherer, D., Mayer, C., & Bush, A. (2013). High-resolution interactive modelling of the mountain glacier–atmosphere interface: an application over the karakoram. *The Cryosphere*, 7(3):779–795.
- Collins, W., Rasch, P., Boville, B., Hack, J., McCaa, J., Williamson, D., Kiehl, J., Briegleb, B., Bitz, C., Lin, S., Zhang, M., & Dai, Y. (2004). Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0). 199 pp.
- Corripio, J. & Purves, R. (2005). Surface energy balance of high altitude glaciers in the central Andes: The effect of snow penitentes. *Climate and hydrology in mountain areas*. 15–27.
- CR2 (2015). *La megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro*. Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia. 24 pp.
- Cuffey, K. & Paterson, W. (2010). *The Physics of Glaciers*. Academic Press, 4th edition. 693 pp.
- DGA (2008). *Manual de glaciología*. Elaborado por Geoestudios para la Dirección General de Aguas. 298 pp.
- DGA (2009). *Estrategia Nacional de Glaciares. Fundamentos*. Elaborado por Centro de Estudios Científicos a la Dirección General de Aguas. 290 pp.
- DGA (2011). *Variaciones recientes de glaciares de Chile, según principales zonas glaciológicas*. Elaborado por Centro de Estudios Científicos a la Dirección General de Aguas. 143 pp.
- DGA (2014). *Glaciares de Chile*. Dirección General de Aguas. 98 pp.

- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20):3077–3107.
- Dudhia, J. (1996). A multi-layer soil temperature model for MM5. In *Preprints, The Sixth PSU/NCAR mesoscale model users' workshop*. 22–24.
- Dudhia, J., Gill, D., Manning, K., Wang, W., & Bruyere, C. (2005). PSU NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3. 62 pp.
- Dyurgerov, M. & Meier, M. (2005). *Glaciers and the changing earth system: a 2004 snapshot*. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado Boulder. 49 pp.
- Economía (2014). *Las empresas en Chile por tamaño y sector económico desde el 2005 a la fecha*. Informe elaborado por el Ministerio de Economía, Fomento y Turismo. 28 pp.
- Escobar, F. & Aceituno, P. (1998). Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bull. Inst. fr. études andines*, 27(3):753–759.
- Escobar, F., Casassa, G., & Pozo, V. (1995). Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile central en las últimas dos décadas. *Bull. Inst. fr. études andines*, 24(3):683–695.
- Falvey, M. (2012). Regional Simulation with the PRECIS model. *Anales Instituto Patagonia (Chile)*, 40(1):45–50.
- Falvey, M. & Garreaud, R. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 114(D4).
- Freitas, S., Longo, K., Silva Dias, M., Chatfield, R., Silva Dias, P., Artaxo, P., Andreae, M., Grell, G., Rodrigues, L., Fazenda, A., & Panetta, J. (2009). The Coupled Aerosol & Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS)–Part 1: Model description and evaluation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(8):2843–2861.
- Fröhlich, C. & Lean, J. (2004). Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. *The Astronomy and Astrophysics Review*, 12(4):273–320.
- Gacitúa, G., Uribe, J., Wilson, R., Loriaux, T., Hernández, J., & Rivera, A. (2015). 50 mhz helicopter-borne radar data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 56(70):193–201.
- Garín, C. (1987). Inventario de Glaciares de los Andes Chilenos desde los 18° a los 32° de Latitud Sur. *Revista de Geografía Norte Grande*, 14:35–48.
- González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar. 640 pp.
- Grell, G., Dudhia, J., & Stauffer, D. (1994). A description of the fifth-generation Penn state/NCAR mesoscale model (MM5). 116 pp.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*, volume 56. Academic press. 407 pp.
- Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in physical geography*, 29(3):362–391.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., & Chen, S.-H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1):103–120.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134(9):2318–2341.
- Iacono, M., Delamere, J., Mlawer, E., Shephard, M., Clough, S., & Collins, W. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 113(D13).
- IPCC (2002). *Cambio Climático 2002: Cambio climático y biodiversidad*. Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. 52 pp.
- IPCC (2014). *Cambio Climático 2014: Informe de Síntesis*. Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. 176 pp.
- Janjic, Z. (1994). The step–mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122(5):927–945.

- Kain, J. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1):170–181.
- Kaser, G. & Osmaston, H. (2002). *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press. 207 pp.
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. Technical report. 84 pp.
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J., Rivera, A., & Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3):334–344.
- Liu, C., Ikeda, K., Thompson, G., Rasmussen, R., & Dudhia, J. (2011). High-resolution simulations of wintertime precipitation in the Colorado Headwaters region: Sensitivity to physics parameterizations. *Monthly Weather Review*, 139(11):3533–3553.
- Lliboutry, L. (1956). Nieves y Glaciares: Fundamentos de glaciología. Ediciones universidad de Chile. *Santiago*. 471 pp.
- Marangunic, C. (1979). Inventario de glaciares hoya del río Maipo. *Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile. Santiago, Chile*. 619 pp.
- Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Le Quesne, C., & Aravena, J. C. (2006). Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate*, 19(24):6334–6352.
- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., & Aravena, J. C. (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3):242–268.
- Meier, M. F. (1984). Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, 226(4681):1418–1421.
- Mlawer, E., Taubman, S., Brown, P., Iacono, M., & Clough, S. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 102(D14):16663–16682.
- MOP (1983). *Declaración de agotamiento de la primera sección del río Mapocho, Región Metropolitana*. Elaborado por el Departamento de Derechos de Agua para el Ministerio de Obras Públicas. 2 pp.
- Oberreuter, J., Uribe, J., Zamora, R., Gacitúa, G., & Rivera, A. (2014). Mediciones de espesor de hielo en Chile usando radio eco sondeaje: Ice thickness measurements in Chile using radio echo sounding. *Geoacta*, 39(1):108–122.
- Oerlemans, J. (2001). *Glaciers and Climate Change*. CRC Press, 1st edition. 160 pp.
- Pal, J., Giorgi, F., Bi, X., Elguindi, N., Solmon, F., Rauscher, S., Gao, X., Francisco, R., Zakey, A., Winter, J., Ashfaq, M., Syed, F., Bell, J., Diffenbaugh, N., Karmacharya, J., Konaré, A., Martinez, D., Da-Rocha, R., Sloan, L., & Steiner, A. (2007). Regional climate modeling for the developing world: the ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9):1395–1409.
- Pellicciotti, F., Helbing, J., Rivera, A., Favier, V., Corripio, J., Araos, J., Sicart, J.-E., & Carenzo, M. (2008). A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity. *Hydrological Processes*, 22(19):3980–3997.
- Peña, H. and Naranjo, J. (1978). Proyecto Glaciar Echaurren Norte. Informe Preliminar. 71 pp.
- Peña, H. & Nazarala, B. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects. *IAHS-AISH publication*, (166):161–172.
- Pleim, J. (2007). A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(9):1383–1395.
- Rignot, E., Rivera, A., & Casassa, G. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302(5644):434–437.
- Rivera, A. (2004). Mass balance investigations at Glaciar Chico. *Southern Patagonia Icefield, Chile*.
- Rivera, A., Casassa, G., & Acuña, C. (2001). Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur. *Investigaciones Geográficas*, (35):34 pp.

- Rivera, A., Casassa, G., Acuna, C., & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones geográficas*, (34):29 pp.
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., Casassa, G., & Rignot, E. (2015). Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield. *The Cryosphere*, 9(1):25–35.
- Shamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Duda, M., Huang, X., Wang, W., & Powers, J. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR technical note NCAR/TN/u2013475*. 104 pp.
- Shchepetkin, A. & McWilliams, J. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347–404.
- Skamarock, W. & Klemp, J. (2008). A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227(7):3465–3485.
- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J., & Cuenca, R. (2004). Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the wrf model. In *20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction*, pages 11–15.
- Thompson, G., Field, P., Rasmussen, R., & Hall, W. (2008). Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review*, 136(12):5095–5115.
- Valdivia, P. (1984). Inventario de Glaciares, Andes de Chile Central (32-35 lat. S). Hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. *Jornadas de Hidrología de Nieves y Hielos en América del Sur. Programa Hidrológico Internacional, Santiago de Chile*, 1:6–1.
- Villaruel, C., Carrasco, J., Casassa, G., & Falvey, M. (2013). Modeling near-surface air temperature and precipitation using WRF with 5-km resolution in the Northern Patagonia Icefield: A pilot simulation. *International Journal of Geosciences*, 4(8):1193–1199.
- Warren, C. & Sugden, D. (1993). The Patagonian Icefields: a glaciological review. *Arctic and Alpine Research*. 316–331.

Capítulo 7

Anexos

7.1. Zonas glaciológicas de Chile

Debido a que Chile es muy extenso, las características glaciológicas a lo largo de él no siempre son similares y como este estudio se sitúa en Chile Central, se considera importante dar un marco de referencia que contextualice las zonas glaciológicas del país (Fig. 1.3) y así comprender de mejor manera la importancia de esta zona en particular. Las zonas glaciológicas se denominan de zona Norte, Centro, Sur y Austral, las cuales están delimitadas por cuencas hidrográficas y se dividen en subzonas dependiendo las características geomorfológicas y climatológicas del área.

Zona Norte (18° – 32° S)

Zona que abarca desde el extremo norte de Chile en la Región de Arica y Parinacota hasta la cuenca del río Choapa en la Región de Coquimbo. Posee un clima árido y poca cantidad de glaciares, los que están ubicados en zonas montañosas de gran altura a muy bajas temperaturas, permitiendo así la existencia de hielo a pesar de las escasas precipitaciones que ocurren durante el periodo del *Invierno Altiplánico*. Esta zona se encuentra por sobre la Línea de Equilibrio, la cual va decreciendo de norte a sur en el rango de 5.500 – 4.000 m s.n.m. (Broecker & Denton, 1990), por lo que los glaciares ubicados ahí resultan ser muy sensibles a los cambios de precipitación pero insensibles a cambios de temperatura (Kaser & Osmaston, 2002). Se caracteriza por ser una zona de glaciares recubiertos o rocosos y de clasificación fría por lo que retroceden más lento al estar afectados mayoritariamente por sublimación (Rivera et al., 2000).

La zona Norte A se caracteriza por ser una zona con estrato volcanes compuestos (como el volcán Lascar) con picos montañosos que oscilan entre 5.500 – 6.500 m s.n.m. y que tienen vestigios de actividad glaciaria. La zona Norte B y C corresponden al "Norte Chico" que se caracteriza por ser una zona donde no existe volcanismo por la discontinuidad de las placas tectónicas a los 27° S.

A pesar de que el área glaciaria en la zona Norte corresponde a menos del 1 %, se supone que cobra importancia por contribuir a la escorrentía de los caudales en una zona de extrema aridez y por comprender 307.286 km^2 de territorio nacional ¹ ocupado por $\sim 2,1$ millones ² de habitantes el año 2012, según el Instituto Nacional de Estadística (INE). Tiene una actividad industrial y minera demandante en recursos hídricos, la cual ha presentado bastantes conflictos ambientales en los últimos años.

Zona Centro (32°–36°S)

Esta zona se ubica entre la cuenca del río Aconcagua en su parte norte y la cuenca del río Maule en su parte sur, abarcando así desde la región de Valparaíso hasta la región del Maule. Posee un clima mediterráneo desde el interior hacia la cordillera, con una estación seca de 4 a 5 meses y bajas temperaturas con precipitaciones que oscilan entre los 1.000 – 2.500 mm/a . Presenta cumbres de gran altura que varían desde los 6.570 m s.n.m. del volcán Tupungato en la Región Metropolitana hasta los 3.830 m s.n.m. del volcán Descabezado Grande en la Región del Maule (DGA, 2009). La Línea de Equilibrio decrece de forma aproximada desde 4.200 a 3.300 m s.n.m. de norte a sur (Broecker & Denton, 1990) la cual sube durante la estación seca, generando un aumento en los caudales de ríos en verano producto del deshielo, ligado posiblemente a la variabilidad climática interanual de la zona, que está fuertemente correlacionada con el fenómeno ENOS (El Niño Oscilación del Sur), afectando la precipitación acumulada, específicamente de la precipitación nival en Los Andes (Escobar & Aceituno, 1998).

Ocupando una superficie de 75.252 km^2 ¹, la zona está poblada por $\sim 10,7$ millones de habitantes², de los cuales ~ 7 millones pertenecen únicamente a la Región Metropolitana. Se adjudica el 4,6 % de superficie glaciaria del territorio Chileno (DGA, 2008) con un predominio de glaciares descubiertos y glaciares rocosos, los cuales adquieren una alta importancia por ser recursos hídricos estratégicos en la cordillera, pudiendo contribuir incluso en un 60 % y 70 % a los caudales por escorrentía en veranos de años secos (Peña & Nazárala, 1987) y que al igual que la zona Norte, también ha estado ligada a problemáticas ambientales del sector primario.

Zona Sur (36°–46°S)

Abarcando desde la cuenca del río Itata en la región del Bío – Bío hasta la cuenca del río Aysén ubicada en la región del mismo nombre, esta zona se caracteriza por abundantes precipitaciones, pero como no posee una cordillera lo suficientemente alta con alturas máximas que bordean los 3.000 m s.n.m. la que solo es alcanzada por centros volcánicos frecuentemente activos (González-Ferrán, 1995). La Línea de Equilibrio decrece de forma aproximada desde los 3.300 a 1.800 m s.n.m. de norte a sur (Broecker & Denton, 1990), provoca que los glaciares ubicados en esta zona solo queden acotados a conos volcánicos que tiene la mayor altura de la zona.

¹ La zona Norte, Centro, Sur y Austral corresponden al 40,7 %, 10 %, 22,9 % y 26,4 % del territorio nacional.

² Estimación realizada por el INE con datos del censo 2002.

La zona Sur A se caracteriza por precipitaciones abundantes de origen frontal que van de 1.000 a 3.000 mm/a con mayores precipitaciones en zonas cordilleranas. Existe un aumento de temperatura por calentamiento troposférico que va entre 0,019 y 0,031 $^{\circ}C$ encima de los 1.500 m s.n.m. lo que significa que la Línea de Equilibrio es probablemente desplazada hacia arriba, generando como consecuencia la reducción del área de acumulación, generando balances de masa negativos. A la vez la zona de ablación parece responder con altas tasas de adelgazamiento, retroceso frontal y pérdida de superficie de hielo, que se han acelerado desde los años 80 (?). La zona Sur B es de una cordillera baja y desmembrada, con abundantes fiordos que fraccionan el territorio continental e insultar y tiene un clima que sufre un rápido cambio desde templado lluvioso en su extremo norte, a templado frío en su extremo sur producto del interrumpimiento de golfos, fiordos y canales (DGA, 2009). Hacia el interior, la precipitación disminuye aproximadamente desde 4.000 a menos de 1.000 mm al año con aumento de los vientos y amplitudes de las oscilaciones térmicas diarias y anuales (DGA, 2009). La zona Sur ocupa una área total de 172.849 km^2 ¹ y alberga a $\sim 4,3$ millones de habitantes². Posee casi al 2,6 % de los glaciares a nivel nacional, siendo importante su monitoreo por los riesgos asociados a la actividad volcánica en el sector DGA (2009).

Zona Austral (46° – $56^{\circ}S$)

Tiene una superficie que aborda desde la cuenca del río Baker en la Región de Aysén hasta el Cabo de Hornos en la Región de Magallanes. Es la zona glaciológica más grande del país y con mayor cantidad de estudios internacionales, pues están presentes las masas de hielo templadas más grandes del hemisferio Sur (Warren & Sugden, 1993), correspondientes a Campos de Hielo Norte (CHN) y Campos de Hielo Sur (CHS) de entre otros sectores con menor magnitud (como la Cordillera de Darwin), pero que solo entre CHN y CHS se obtiene un área glaciaria de ~ 17.200 km^2 ³. Recibe una abundante precipitación en la ladera occidental de la cordillera de Los Andes, que varía de 2.000 a 11.000 mm eq. agua por año (Rignot et al., 2003). La Línea de Equilibrio decrece hacia el sur aproximadamente desde 1.800 a 1.000 m s.n.m. (Broecker & Denton, 1990).

La zona Austral A y B se caracterizan por numerosos glaciares que terminan con sus frentes posados en agua, como lagunas o fiordos sometidos a mareas, siendo considerados muy vulnerables por esta condición (DGA, 2011), lo que se demuestra en que $\sim 9\%$ del aumento del nivel del mar aportado por glaciares pequeños del planeta es explicado por CHN y CHS (Rignot et al., 2003) contribuyendo en un 2–4 y 4–10 km^3 al año respectivamente, lo que es desproporcionado y ha sido reflejado en una pérdida de área de 3 % y 4 % en CHN y CHS desde hace 40 años aproximadamente (DGA, 2011).

Esta zona glaciológica posee un área continental de 240.527 km^2 ¹ pero con tan solo ~ 266 mil habitantes², donde la importancia de los glaciares en esta zona radica en su contribución al nivel del mar, la generación de energía, actividades turísticas e importancia político-territorial.

³CHN abarca ~ 4.200 km^2 y CHS ~ 13.000 km^2 .

7.2. Tablas

7.2.1. Histogramas

	Análisis para el total de histogramas en OA (%)		
	% del total	media=mediana	media≠mediana
Distribución normal	7	100	0
Distribución sesgada	49	71	29
Ninguna distribución	44	46	54

Tabla 7.1: Resultados obtenidos del análisis de 150 histogramas pertenecientes al glaciar Olivares Alfa. En esta tabla se muestra qué porcentaje de histogramas respecto del total (150) son clasificados como una distribución normal, sesgada o simplemente ninguna distribución. Por otra parte se observa en porcentaje la cantidad de histogramas que tienen una correspondencia media-mediana según el tipo de distribución. Ver análisis en Sec. (4.2).

E_S	Análisis de histogramas según flujo energético (%)		
	Normal	Sesgada	Ninguna
media=mediana	0	0	83
media≠mediana	0	0	17
	0	0	100

E_L	Normal			
	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	27	60	10	97
media≠mediana	0	0	3	3
	27	60	13	100

E_E	Normal			
	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	0	80	7	87
media≠mediana	0	7	6	13
	0	87	13	100

E_H	Normal			
	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	0	10	3	13
media≠mediana	0	33	54	87
	0	43	57	100

E_G	Normal			
	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	6	17	0	23
media≠mediana	0	44	33	77
	6	61	33	100

Tabla 7.2: Resultados obtenidos del análisis de 150 histogramas pertenecientes al glaciar Olivares Alfa con respecto a cada flujo energético. En esta tabla se muestra qué porcentaje de histogramas tienen una distribución normal, sesgada o simplemente ninguna distribución, y si a la vez presentan una correspondencia media-mediana. E_S representa la radiación de onda corta neta; E_L es la radiación de onda larga neta; E_H/E_E es el flujo turbulento de calor sensible/latente y E_G flujo de calor interno entre las capas subsuperficiales.. Ver análisis en Sec. (4.2).

CTRL	Análisis de histogramas según simulación (%)			
	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	17	25	38	79
media≠mediana	0	4	17	21
	17	29	54	100

CQNU	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	10	30	17	57
media≠mediana	0	27	17	43
	10	57	34	100

RGMU	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	0	47	13	60
media≠mediana	0	10	30	40
	0	57	43	100

RDNC	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	8	21	29	58
media≠mediana	0	4	38	42
	8	25	67	100

RGMUe	Normal	Sesgada	Ninguna	
media=mediana	0	47	20	67
media≠mediana	0	23	10	33
	0	70	30	100

Tabla 7.3: Resultados obtenidos del análisis de 150 histogramas pertenecientes al glaciar Olivares Alfa con respecto a cada simulación. En esta tabla se muestra qué porcentaje de histogramas tienen una distribución normal, sesgada o simplemente ninguna distribución, y si a la vez presentan una correspondencia media-mediana. CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. Ver análisis en Sec. (4.2).

7.2.2. Simulación de control

CTRL	Flujos originales W/m^2					
<i>a) Olivares Alfa</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_S	385	426	427	417	297	358
E_L	-114	-125	-133	-135	-151	-121
E_H	117	116	89	79	81	52
E_E	-17	-17	-21	-21	-19	-13
E_G	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<i>b) Olivares Beta</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_S	384	425	427	419	298	356
E_L	-112	-126	-133	-136	-152	-121
E_H	118	115	89	79	80	50
E_E	-17	-17	-21	-22	-20	-13
E_G	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<i>c) Olivares Gamma</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_S	388	424	429	412	300	368
E_L	-116	-128	-136	-138	-156	-124
E_H	116	110	82	74	76	49
E_E	-19	-19	-24	-23	-23	-14
E_G	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<i>d) Juncal Sur</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_S	386	428	426	423	303	358
E_L	-110	-125	-133	-138	-153	-121
E_H	126	120	90	82	87	55
E_E	-15	-15	-19	-19	-18	-11
E_G	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabla 7.4: Promedios mensuales de los flujos radiativos participantes en el balance de energía de la simulación de control (CTRL) obtenidos a partir de valores horarios, para los cuatro glaciares en estudio. E_S representa la radiación de onda corta neta calculada con el albedo original del modelo; E_L es la radiación de onda larga neta; E_H/E_E es el flujo turbulento de calor sensible/latente y E_G flujo de calor interno entre las capas subsuperficiales.

CTRL	Radiación de onda corta neta W/m^2					
a) Olivares Alfa	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_S original	385	426	427	417	297	358
E_S corregida	176	171	184	184	162	179
b) Olivares Beta	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_S original	384	425	427	419	298	356
E_S corregida	177	170	183	183	161	179
c) Olivares Gamma	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_S original	388	424	429	412	300	368
E_S corregida	172	166	179	178	156	174
d) Juncal Sur	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_S original	386	428	426	423	303	358
E_S corregida	167	158	171	168	148	166

Tabla 7.5: Promedio mensual entre octubre 2013 y marzo 2014 para la radiación de onda corta en W/m^2 de la prueba CTRL (ver descripción en Tab. 3.2). E_S original corresponde a la radiación de onda corta neta con el albedo original del modelo y E_S corregida es la radiación de onda corta neta con la corrección realizada según la Ec. (3.1).

Ablación acumulada para CTRL (mm eq. agua)											
a)											
Utilizando		<i>Olivares Alfa</i>		<i>Olivares Beta</i>		<i>Olivares Gamma</i>		<i>Juncal Sur</i>			
	E_s original	E_s corregida	E_s original	E_s corregida	E_s original	E_s corregida	E_s original	E_s corregida	E_s original	E_s corregida	E_s original
Oct-Nov	4750	3071	4772	3103	4762	3066	4965	3246	4965	3246	4965
Dic-Ene	4078	2611	4109	2631	4021	2543	4223	2726	4223	2726	4223
Feb-Mar	3167	1728	3170	1725	3175	1712	3321	1849	3321	1849	3321
Total	11994	7410	12051	7460	11958	7321	12509	7821	12509	7821	12509

b)											
Utilizando		<i>Olivares Alfa</i>		<i>Olivares Beta</i>		<i>Olivares Gamma</i>		<i>Juncal Sur</i>			
	E_s original	E_s corregida	E_s original	E_s corregida	E_s original	E_s corregida	E_s original	E_s corregida	E_s original	E_s corregida	E_s original
Oct-Nov	3709	2000	3712	2013	3606	1878	3911	2162	3911	2162	3911
Dic-Ene	2681	1154	2676	1138	2509	967	2736	1176	2736	1176	2736
Feb-Mar	2143	669	2109	628	2026	526	2263	757	2263	757	2263
Total	8533	3824	8496	3778	8141	3372	8909	4095	8909	4095	8909

Tabla 7.6: Ablación acumulada en *mm a.e.* cada dos meses en el periodo de ablación 2013/2014 para CTRL. E_s original/corregida corresponde a la ablación calculada sin/con la corrección de albedo. **a)** No incluye recongelamiento; **b)** Sí incluye recongelamiento.

7.2.3. Estudio de sensibilidad, Flujos energéticos

CQNU		Flujos de energía W/m^2				
<i>a) Olivares Alfa</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	179	179	192	194	185	181
E_L	-105	-118	-129	-129	-128	-123
E_H	-28	53	123	123	78	71
E_E	-66	-51	-9	-7.4	-24	-14
E_G	1.9	-6.0	-13.3	-6.6	-0.3	4.0
<i>b) Olivares Beta</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	178	175	192	192	183	179
E_L	-104	-119	-128	-130	-129	-124
E_H	-30	15	119	123	79	74
E_E	-61	-66	-12	-6.6	-23	-12
E_G	1.6	-2.9	-14.4	-6.7	-0.4	4.3
<i>c) Olivares Gamma</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	171	172	189	188	178	173
E_L	-109	-122	-129	-132	-132	-128
E_H	-43	63	111	110	76	78
E_E	-76	-46	-10	-16	-26	-10
E_G	1.7	-6.1	-13.1	-6.3	0.4	3.7
<i>d) Juncal Sur</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	166	165	180	177	171	167
E_L	-105	-114	-125	-132	-128	-123
E_H	-23	-14	17	111	66	67
E_E	-52	-53	-56	-16	-24	-14
E_G	1.2	1.0	-11.8	-5.6	3.0	2.9

Tabla 7.7: Flujos de energía mensuales en W/m^2 para la simulación CQNU entre octubre 2013 y marzo 2014, donde negativo/positivo indica hacia fuera/dentro de la superficie. CQNU es la simulación que tiene la banda espectral de 8 bandas para radiación de onda larga y 19 para onda corta. Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab.(3.3) y (3.4); Para conocer una breve descripción de las características generales de CQNU ir a Tab. (3.2). Si desea ver más explícitamente estos valores ir a la segunda columna de las Figs. (4.5)–(4.8).

RGMU	Flujos de energía W/m^2					
<i>a) Olivares Alfa</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	181	184	199	200	191	188
E_L	-103	-114	-123	-124	-122	-116
E_H	-0	70	112	104	58	43
E_E	-57	-31	-7	-15	-29	-30
E_G	1.1	-6.7	-16.9	-7.7	1.8	2.5
<i>b) Olivares Beta</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	179	180	195	198	189	185
E_L	-102	-114	-125	-126	-122	-119
E_H	-22	26	83	101	64	49
E_E	-50	-56	-33	-18	-25	-28
E_G	2.5	-4.4	-17.2	-9.7	1.4	2.1
<i>c) Olivares Gamma</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	174	177	195	194	185	181
E_L	-104	-114	-123	-127	-124	-121
E_H	-28	-1	74	95	52	51.6
E_E	-63	-64	-27	-19	-34	-25
E_G	1.7	-2.0	-19.6	-7.8	2.9	1.5
<i>d) Juncal Sur</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	168	168	184	184	176	174
E_L	-101	-109	-119	-126	-123	-117
E_H	-15	-6	3	84	61	43
E_E	-43	-36	-62	-29	-20	-25
E_G	1.2	1.8	-9.4	-12.8	3.3	4.9

Tabla 7.8: Flujos de energía mensuales en W/m^2 para la simulación RGMU entre octubre 2013 y marzo 2014, donde negativo/positivo indica hacia fuera/dentro de la superficie. RGMU es la simulación que tiene la banda espectral más compleja de WRF. Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab.(3.3) y (3.4); Para conocer una breve descripción de las características generales de RGMU ir a Tab. (3.2). Si desea ver más explícitamente estos valores ir a la tercera columna de las Figs. (4.5)–(4.8).

RDNC		Flujos de energía W/m^2				
a) Olivares Alfa	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	181	172	183	183	193	126
E_L	-106	-122	-132	-135	-117	-73
E_H	79	87	67	80	59	38
E_E	-14	-15	-18	-21	-16	-8
E_G	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
b) Olivares Beta	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	181	171	182	182	194	125
E_L	-105	-123	-132	-136	-116	-74
E_H	78	85	66	79	55	37
E_E	14	15	19	21	17	8
E_G	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
c) Olivares Gamma	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	177	167	177	177	188	122
E_L	-108	-125	-135	-138	-120	-76
E_H	76	82	60	78	50	33
E_E	-16	-17	-21	-22	-19	-9
E_G	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
d) Juncal Sur	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
E_s	171	159	170	169	182	117
E_L	-103	-123	-133	-137	-117	-74
E_H	84	89	68	82	58	40
E_E	-12	-13	-17	-19	-15	-7
E_G	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabla 7.9: Flujos de energía mensuales en W/m^2 para la simulación RDNC entre octubre 2013 y marzo 2014, donde negativo/positivo indica hacia fuera/dentro de la superficie. RDNC es la simulación que tiene la banda espectral más sencilla de WRF, y tiene la misma configuración que CTRL, pero con la diferencia que esta no incluye parametrización de cúmulos. Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab.(3.3) y (3.4); Para conocer una breve descripción de las características generales de RDNC ir a Tab. (3.2). Si desea ver más explícitamente estos valores ir a la cuarta columna de las Figs. (4.5)–(4.8).

RGMUe		Flujos de energía W/m^2					
<i>a) Olivares Alfa</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
E_s	179	182	200	201	190	188	
E_L	-105	-117	-123	-124	-123	-117	
E_H	2.1	74	112	107	64	43	
E_E	-57	-27	-8.2	-13	-28	-28	
E_G	0.8	-7.0	-17.6	-8.3	-1.2	3.4	
<i>b) Olivares Beta</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
E_s	178	179	199	198	188	185	
E_L	-103	-117	-123	-126	-124	-118	
E_H	-21	42	101	105	64	52	
E_E	-53	-52	-16	-14	-30	-22	
E_G	3.1	-6.6	-17.9	-8.6	-0.9	2.8	
<i>c) Olivares Gamma</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
E_s	173	176	197	195	184	180	
E_L	-105	-117	-122	-126	-126	-122	
E_H	-29	40	80	91	63	58	
E_E	-64	-51	-23	-23	-28	-19	
E_G	2.3	-6.7	-17.7	-6.8	0.0	2.6	
<i>d) Juncal Sur</i>	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
E_s	167	168	187	185	175	173	
E_L	-102	-111	-118	-126	-124	-115	
E_H	-14	-7	24	87	55	12	
E_E	-46	-37	-48	-25	-25	-41	
E_G	1.1	1.6	-15.2	-9.0	4.1	7.4	

Tabla 7.10: Flujos de energía mensuales en W/m^2 para la simulación RGMUe, entre octubre 2013 y marzo 2014 donde negativo/positivo indica hacia fuera/dentro de la superficie. RGMUe es la simulación que tiene la banda espectral más completa de WRF, y tiene la misma configuración que RGMU, pero con la diferencia que esta inicia su primer nivel vertical sobre la superficie a 2 metros y no a 10 metros como RGMU. Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab.(3.3) y (3.4); Para conocer una breve descripción de las características generales de RGMUe ir a Tab. (3.2). Si desea ver más explícitamente estos valores ir a la última columna de las Figs. (4.5)–(4.8).

7.2.4. Estudio de sensibilidad, Ablación

Ablación acumulada (mm eq. agua)					
Olivares Alfa					
a)	No incluye recongelamiento				
	CTRL	CQNU	RGMU	RDNC	RGMUe
Oct-Nov	3071	656	903	2592	918
Dic-Ene	2611	2601	2102	2444	2127
Feb-Mar	1728	1608	963	1735	1010
Total	7410	4865	3968	6771	4056
b)	Incluye recongelamiento				
	CTRL	CQNU	RGMU	RDNC	RGMUe
Oct-Nov	2001	-516	74	1186	88.
Dic-Ene	1154	1873	1531	866	1574
Feb-Mar	669	814	249	510	350
Total	3823	2170	1855	2562	2012

Tabla 7.11: Sensibilidad de las simulaciones al cálculo de ablación acumulada cada dos meses y para el periodo completo entre octubre 2013 y marzo 2014 en el glaciar **Olivares Alfa**. Esto fue realizado de dos formas, **a)** no incluyendo recongelamiento (se suman solo valores positivos de $\dot{A}$) y **b)** incluyendo recongelamiento (se suman valores positivos y negativos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir, según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. *Para ver información más explícita ir a los gráficos de la Fig. (4.9).*

Ablación acumulada (mm eq. agua)					
Olivares Beta					
a)	No incluye recongelamiento				
	CTRL	CQNU	RGMU	RDNC	RGMUe
Oct-Nov	3103	532	612	2598	661
Dic-Ene	2632	2631	1636	2458	1996
Feb-Mar	1726	1759	1150	1729	1150
Total	7461	4922	3398	6785	3807
b)	Incluye recongelamiento				
	CTRL	CQNU	RGMU	RDNC	RGMUe
Oct-Nov	2013	-839	-525	1158	-422
Dic-Ene	1137	1811	911	843	1401
Feb-Mar	628	877	392	437	465
Total	3778	1849	778	2438	1444

Tabla 7.12: Sensibilidad de las simulaciones al cálculo de ablación acumulada cada dos meses y para el periodo completo entre octubre 2013 y marzo 2014 en el glaciar **Olivares Beta**. Esto fue realizado de dos formas, **a)** no incluyendo recongelamiento (se suman solo valores positivos de $\dot{A}$) y **b)** incluyendo recongelamiento (se suman valores positivos y negativos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir, según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. *Para ver información más explícita ir a los gráficos de la Fig. (4.10).*

Ablación acumulada (mm eq. agua)					
Olivares Gamma					
a)	No incluye recongelamiento				
	CTRL	CQNU	RGMU	RDNC	RGMU _e
Oct-Nov	3066	903	519	2609	686
Dic-Ene	2543	2454	1539	2433	1580
Feb-Mar	1712	1879	1148	1722	1251
Total	7322	5236	3205	6764	3516
b)	Incluye recongelamiento				
	CTRL	CQNU	RGMU	RDNC	RGMU _e
Oct-Nov	1878	-621	-943	1066	-618
Dic-Ene	967	1558	899	747	961
Feb-Mar	526	853	315	307	499
Total	3372	1790	271	2120	842

Tabla 7.13: Sensibilidad de las simulaciones al cálculo de ablación acumulada cada dos meses y para el periodo completo entre octubre 2013 y marzo 2014 en el glaciar **Olivares Gamma**. Esto fue realizado de dos formas, **a)** no incluyendo recongelamiento (se suman solo valores positivos de $\dot{A}$) y **b)** incluyendo recongelamiento (se suman valores positivos y negativos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir, según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMU_e es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. *Para ver información más explícita ir a los gráficos de la Fig. (4.11).*

Ablación acumulada (mm eq. agua)					
Juncal Sur					
a)	No incluye recongelamiento				
	CTRL	CQNU	RGMU	RDNC	RGMUe
Oct-Nov	3246	707	895	2730	861
Dic-Ene	2726	1470	859	2573	1066
Feb-Mar	1850	1717	1240	1790	958
Total	7822	3895	2994	7092	2884
b)	Incluye recongelamiento				
	CTRL	CQNU	RGMU	RDNC	RGMUe
Oct-Nov	2162	-752	-402	1281	-460
Dic-Ene	1176	523	-81	912	349
Feb-Mar	757	745	455	500	39
Total	4095	517	-29	2693	-72

Tabla 7.14: Sensibilidad de las simulaciones al cálculo de ablación acumulada cada dos meses y para el periodo completo entre octubre 2013 y marzo 2014 en el glaciar **Juncal Sur**. Esto fue realizado de dos formas, **a)** no incluyendo recongelamiento (se suman solo valores positivos de $\dot{A}$) y **b)** incluyendo recongelamiento (se suman valores positivos y negativos de $\dot{A}$). El cálculo fue realizado para cada prueba con el albedo ya corregido, es decir, según la Ec. (3.1). CTRL es la simulación de control con una banda espectral simple; CQNU la simulación que tiene 8/19 bandas espectrales; RGMU la que tiene la banda espectral más completa de WRF; RDNC es igual que CTRL pero sin física de cúmulos; RGMUe es igual que RGMU pero los niveles verticales comienzan a 2 metros en vez de 10 metros. *Para ver información más explícita ir a los gráficos de la Fig. (4.12).*

Estadísticos													
Olivares Alfa													
<i>a)</i>													
CQNU	0.68	0.78	0.38	2.01	4.03	0.53	0.72	0.83	0.58	1.68	2.82	0.6	
RGMU	0.64	0.64	0.45	2.03	4.11	0.41	0.72	0.69	0.79	1.69	2.86	0.5	
RDNC	0.72	1.04	0.29	1.95	3.79	0.75	0.75	1.04	0.15	1.48	2.18	0.78	
RGMu	0.66	0.64	0.41	1.98	3.91	0.42	0.74	0.69	0.77	1.66	2.74	0.51	
<i>b)</i>													
Olivares Beta													
CQNU	0.69	0.8	0.44	2.07	4.28	0.56	0.71	0.85	0.58	1.75	3.07	0.6	
RGMU	0.61	0.61	0.69	2.26	5.12	0.38	0.69	0.63	0.93	1.9	3.62	0.44	
RDNC	0.72	1.03	0.31	1.97	3.9	0.75	0.75	1.04	0.15	1.49	2.21	0.78	
RGMu	0.67	0.63	0.53	2.08	4.31	0.42	0.73	0.66	0.84	1.76	3.1	0.48	
<i>c)</i>													
Olivares Gamma													
CQNU	0.7	0.83	0.36	2.02	4.08	0.58	0.72	0.86	0.48	1.64	2.68	0.62	
RGMU	0.67	0.59	0.71	2.23	4.95	0.4	0.71	0.58	0.94	1.89	3.56	0.41	
RDNC	0.75	1.04	0.29	1.95	3.79	0.78	0.75	1.04	0.13	1.45	2.09	0.79	
RGMu	0.68	0.6	0.58	2.14	4.59	0.41	0.72	0.61	0.87	1.8	3.23	0.44	
<i>d)</i>													
Juncal Sur													
CQNU	0.68	0.69	0.82	2.3	5.29	0.47	0.71	0.67	0.9	1.98	3.93	0.48	
RGMU	0.63	0.55	0.94	2.41	5.81	0.35	0.69	0.52	1.1	2.07	4.27	0.36	
RDNC	0.73	1.04	0.32	2.01	4.04	0.76	0.75	1.04	0.17	1.51	2.29	0.79	
RGMu	0.66	0.54	0.95	2.37	5.6	0.36	0.71	0.5	1.13	2.06	4.26	0.36	
	<i>Fase</i>	<i>Amplitud</i>	<i>Sesgo</i>	<i>rmse</i>	<i>ecm</i>	β	<i>Fase</i>	<i>Amplitud</i>	<i>Sesgo</i>	<i>rmse</i>	<i>ecm</i>	β	
óptimo:	1	1	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	
Incluye recongelamiento							No incluye recongelamiento						

Tabla 7.15: Estadísticos de las series de tiempo de ablación al comparar la simulación de control (CTRL) con CQNU, RGMU, RDNC y RGMUe, para los cuatro glaciares en estudio. En el lado izquierdo se encuentran los estadísticos cuando no se incluye recongelamiento y en el lado derecho cuando sí son incluidos. Para ver información más explícita, ir a los Diagramas de Taylor de la Fig. (4.13)

7.3. Códigos

7.3.1. namelist.wps

WPS

```

&share
  wrf_core = 'ARW',
  max_dom = 2,
  start_date = '2013-09-01_00:00:00', '2013-09-01_00:00:00',
  end_date = '2014-04-01_00:00:00', '2014-04-01_00:00:00',
  interval_seconds = 21600,
  io_form_geogrid = 2,
  opt_output_from_geogrid_path = '/atmos/WRF/Dominios/PRUEBA',
  debug_level = 0,
/

&geogrid
  parent_id = 1,1,
  parent_grid_ratio = 1,5,
  i_parent_start = 1,21,
  j_parent_start = 1,21,
  e_we = 50,46,
  e_sn = 50,46,
  geog_data_res = '30s','30s',
  dx = 25000,
  dy = 25000,
  map_proj = 'mercator',
  ref_lat = -33.1,
  ref_lon = -70.3,
  truelat1 = -33.1,
  truelat2 = 0,
  stand_lon = -70.3,
  geog_data_path = '/atmos/WRF/geog',
  opt_geogrid_tbl_path = '/atmos/WRF/Dominios/PRUEBA',
  ref_x = 25.0,
  ref_y = 25.0,
/

&ungrib
  out_format = 'WPS',
  prefix = 'FILE',
/

&metgrid
  fg_name = 'FILE', 'SST'
  io_form_metgrid = 2,

  opt_output_from_metgrid_path = '/atmos/WRF/Dominios/PRUEBA',
  opt_metgrid_tbl_path = '/atmos/WRF/Dominios/PRUEBA',
/

&mod_levs
  press_pa = 201300 , 200100 , 100000 ,
             95000 , 90000 ,
             85000 , 80000 ,
             75000 , 70000 ,
             65000 , 60000 ,
             55000 , 50000 ,
             45000 , 40000 ,
             35000 , 30000 ,
             25000 , 20000 ,
             15000 , 10000 ,
             5000 , 1000

```

Figura 7.1: Namelist.wps es el archivo que posee todo el preprocesamiento para lanzar la simulación en WRF-ARW (Advanced Research WRF), el cual es único al realizar una simulación sobre la misma zona de estudio. En él es posible editar las regiones del dominio, el número de grillas de este, el periodo de estudio, la resolución topográfica y la proyección espacial utilizada entre otros. *Para ver más sobre el preprocesamiento que abarca este archivo ir a Fig. (2.10).*

7.3.2. namelist.input

CTRL

<pre> &time_control run_days = 212, run_hours = 0, run_minutes = 0, run_seconds = 0, start_year = 2013, 2013, start_month = 09, 09, start_day = 01, 01, start_hour = 00, 00, start_minute = 00, 00, start_second = 00, 00, end_year = 2014, 2014, end_month = 04, 04, end_day = 01, 01, end_hour = 00, 00, end_minute = 00, 00, end_second = 00, 00, interval_seconds = 21600, input_from_file = .true., .true., history_interval = 180, 60, frames_per_outfile = 1440, 720, restart = .false., restart_interval = 5000, io_form_history = 2, io_form_restart = 2, io_form_input = 2, io_form_boundary = 2, debug_level = 0, io_form_auxinput4 = 2, auxinput4_inname = "wrfwlnp_d<domain>", auxinput4_interval = 360, 360, / &domains eta_levels = 1.000, 0.9987, 0.9975, 0.9962, 0.9949, 0.9937, 0.9924, 0.9912, 0.9899, 0.9887, 0.9874, 0.9862, 0.9849, 0.9837, 0.9824, 0.9812, 0.9799, 0.9787, 0.9759, 0.9712, 0.9635, 0.9519, 0.935, 0.9114, 0.8794, 0.8376, 0.785, 0.722, 0.65, 0.5718, 0.4909, 0.411, 0.3352, 0.266, 0.2044, 0.1487, 0.1046, 0.0691, 0.0406, 0.0179, 0.000 time_step = 150, time_step_fract_num = 0, time_step_fract_den = 1, max_dom = 2, e_we = 50, 46, e_sn = 50, 46, e_vert = 41, 41, p_top_requested = 5000 num_metgrid_levels = 27, num_metgrid_soil_levels = 4, dx = 25000, 5000, dy = 25000, 5000, grid_id = 1, 2, parent_id = 1, 1, i_parent_start = 1, 21, j_parent_start = 1, 21, parent_grid_ratio = 1, 5, parent_time_step_ratio = 1, 5, feedback = 1, smooth_option = 0, max_ts_locs = 7, use_adaptive_time_step = .true. step_to_output_time = .true. target_cfl = 1.2,1.2, / </pre>	<pre> max_step_increase_pct = 5,51,51, starting_time_step = 15,6, max_time_step = 60,12, min_time_step = 15,6, adaptation_domain = 1, / &physics mp_physics = 8, 8, ra_lw_physics = 1, 1, ra_sw_physics = 1, 1, radt = 25, 5, sf_sfclay_physics = 4, 4, sf_surface_physics = 1, 1, bl_pbl_physics = 4, 4, bldt = 0, 0, cu_physics = 2, 2, cudt = 5, 5, isfflx = 1, ifsnow = 0, icloud = 1, surface_input_source = 1, num_soil_layers = 4, sf_urban_physics = 0, 0, maxiens = 1, maxens = 3, maxens2 = 3, maxens3 = 16, ensdim = 144, sst_update = 1, / &fdda / &dynamics w_damping = 0, diff_opt = 1, km_opt = 4, diff_6th_opt = 0, 0, diff_6th_factor = 0.12, 0.12, base_temp = 290., damp_opt = 0, zdamp = 5000., 5000., dampcoef = 0.2, 0.2, khdif = 0, 0, kvdif = 0, 0, non_hydrostatic = .true., .true., moist_adv_opt = 1, 1, scalar_adv_opt = 1, 1, / &bdy_control spec_bdy_width = 5, spec_zone = 1, relax_zone = 4, specified = .true., .false., nested = .false., .true., / &grib2 / &namelist_quilt nio_tasks_per_group = 0, nio_groups = 1, / </pre>
---	--

Figura 7.2: Namelist.input es un archivo que se genera automáticamente en la etapa WPS (WRF Preprocessing System), en el cual es posible cambiar manualmente la configuración física del modelo al editar la sección &physics, y también los niveles verticales en el apartado eta.levels. Este archivo es utilizado por WRF-ARW (Advanced Research WRF) para lanzar la simulación configurada, siendo este caso la simulación de control CTRL. Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab.(3.3) y (3.4), y para conocer una breve descripción de las características generales de CTRL ir a Tab. (3.2).

CQNU

<pre> &time_control run_days = 212, run_hours = 0, run_minutes = 0, run_seconds = 0, start_year = 2013, 2013, start_month = 09, 09, start_day = 01, 01, start_hour = 00, 00, start_minute = 00, 00, start_second = 00, 00, end_year = 2014, 2014, end_month = 04, 04, end_day = 01, 01, end_hour = 00, 00, end_minute = 00, 00, end_second = 00, 00, interval_seconds = 21600, input_from_file = .true., .true., history_interval = 180, 60, frames_per_outfile = 1440, 720, restart = .false., restart_interval = 4320, io_form_history = 2, io_form_restart = 2, io_form_input = 2, io_form_boundary = 2, debug_level = 0, io_form_auxinput4 = 2, auxinput4_inname = "wrflowinp_d<domain>", auxinput4_interval = 360, 360, / &domains eta_levels = 1.000, 0.9987, 0.9975, 0.9962, 0.9949, 0.9937, 0.9924, 0.9912, 0.9899, 0.9887, 0.9874, 0.9862, 0.9849, 0.9837, 0.9824, 0.9812, 0.9799, 0.9787, 0.9759, 0.9712, 0.9635, 0.9519, 0.935, 0.9114, 0.8794, 0.8376, 0.785, 0.722, 0.65, 0.5718, 0.4909, 0.411, 0.3352, 0.266, 0.2044, 0.1487, 0.1046, 0.0691, 0.0406, 0.0179, 0.000 time_step = 60, time_step_fract_num = 0, time_step_fract_den = 1, max_dom = 2, e_we = 50, 46, e_sn = 50, 46, e_vert = 41, 41, p_top_requested = 5000 num_metgrid_levels = 27, num_metgrid_soil_levels = 4, dx = 25000, 5000, dy = 25000, 5000, grid_id = 1, 2, parent_id = 1, 1, i_parent_start = 1, 21, j_parent_start = 1, 21, parent_grid_ratio = 1, 5, parent_time_step_ratio = 1, 5, feedback = 1, smooth_option = 0, max_ts_locs = 7, use_adaptive_time_step = .false. step_to_output_time = .true. target_cfl = 1.2,1.2, max_step_increase_pct = 5,51,51, </pre>	<pre> starting_time_step = 10,1, max_time_step = 60,12, min_time_step = 10,1, adaptation_domain = 1, / &physics mp_physics = 8, 8, ra_lw_physics = 3, 3, ra_sw_physics = 3, 3, radt = 30, 30, sf_sfclay_physics = 4, 4, sf_surface_physics = 2, 2, bl_pbl_physics = 4, 4, bldt = 0, 0, cu_physics = 2, 2, cudt = 5, 5, isfflx = 1, ifsnow = 0, icloud = 1, surface_input_source = 1, num_soil_layers = 4, sf_urban_physics = 0, 0, maxxiens = 1, maxens = 3, maxens2 = 3, maxens3 = 16, ensdim = 144, sst_update = 1, cam_abs_dim1 = 4, cam_abs_dim2 = 41, paerlev = 29, levsiz = 59, / &fdda / &dynamics w_damping = 0, diff_opt = 1, km_opt = 4, diff_6th_opt = 0, 0, diff_6th_factor = 0.12, 0.12, base_temp = 290., damp_opt = 0, zdamp = 5000., 5000., dampcoef = 0.2, 0.2, khdif = 0, 0, kvdif = 0, 0, non_hydrostatic = .true., .true., moist_adv_opt = 1, 1, scalar_adv_opt = 1, 1, / &bdy_control spec_bdy_width = 5, spec_zone = 1, relax_zone = 4, specified = .true., .false., nested = .false., .true., / &grib2 / &namelist_quilt nio_tasks_per_group = 0, nio_groups = 1, </pre>
--	--

Figura 7.3: Namelist.input es un archivo que se genera automáticamente en la etapa WPS (WRF Preprocessing System), en el cual es posible cambiar manualmente la configuración física del modelo al editar la sección &physics, y también los niveles verticales en el apartado eta_levels. Este archivo es utilizado por WRF-ARW (Advanced Research WRF) para lanzar la simulación configurada, siendo este caso la simulación CQNU. Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab. (3.3) y (3.4), y para conocer una breve descripción de las características generales de CQNU ir a Tab. (3.2).

RGMU

<pre> &time_control run_days = 212, run_hours = 0, run_minutes = 0, run_seconds = 0, start_year = 2013, 2013, start_month = 09, 09, start_day = 01, 01, start_hour = 00, 00, start_minute = 00, 00, start_second = 00, 00, end_year = 2014, 2014, end_month = 04, 04, end_day = 01, 01, end_hour = 00, 00, end_minute = 00, 00, end_second = 00, 00, interval_seconds = 21600, input_from_file = .true., .true., history_interval = 180, 60, frames_per_outfile = 1440, 720, restart = .false., restart_interval = 5000, io_form_history = 2, io_form_restart = 2, io_form_input = 2, io_form_boundary = 2, debug_level = 0, io_form_auxinput4 = 2, auxinput4_inname = "wrflowinp_d<domain>", auxinput4_interval = 360, 360, / &domains eta_levels = 1.000, 0.9987, 0.9975, 0.9962, 0.9949, 0.9937, 0.9924, 0.9912, 0.9899, 0.9887, 0.9874, 0.9862, 0.9849, 0.9837, 0.9824, 0.9812, 0.9799, 0.9787, 0.9759, 0.9712, 0.9635, 0.9519, 0.935, 0.9114, 0.8794, 0.8376, 0.785, 0.722, 0.65, 0.5718, 0.4909, 0.411, 0.3352, 0.266, 0.2044, 0.1487, 0.1046, 0.0691, 0.0406, 0.0179, 0.000 time_step = 150, time_step_fract_num = 0, time_step_fract_den = 1, max_dom = 2, e_we = 50, 46, e_sn = 50, 46, e_vert = 41, 41, p_top_requested = 5000 num_metgrid_levels = 27, num_metgrid_soil_levels = 4, dx = 25000, 5000, dy = 25000, 5000, grid_id = 1, 2, parent_id = 1, 1, i_parent_start = 1, 21, j_parent_start = 1, 21, parent_grid_ratio = 1, 5, parent_time_step_ratio = 1, 5, feedback = 1, smooth_option = 0, max_ts_locs = 7, use_adaptive_time_step = .true. step_to_output_time = .true. target_cfl = 1.2,1.2, </pre>	<pre> max_step_increase_pct = 5,51,51, starting_time_step = 15,6, max_time_step = 60,12, min_time_step = 15,6, adaptation_domain = 1, / &physics mp_physics = 8, 8, ra_lw_physics = 4, 4, ra_sw_physics = 4, 4, radt = 25, 5, sf_sfclay_physics = 2, 2, sf_surface_physics = 2, 2, bl_pbl_physics = 2, 2, bldt = 0, 0, cu_physics = 2, 2, cudt = 5, 5, isfflx = 1, ifsnow = 0, icloud = 1, surface_input_source = 1, num_soil_layers = 4, sf_urban_physics = 0, 0, maxxiens = 1, maxxiens = 3, maxxiens2 = 3, maxxiens3 = 16, ensdim = 144, sst_update = 1, / &fdda / &dynamics w_damping = 0, diff_opt = 1, km_opt = 4, diff_6th_opt = 0, 0, diff_6th_factor = 0.12, 0.12, base_temp = 290., damp_opt = 0, zdamp = 5000., 5000., dampcoef = 0.2, 0.2, khdif = 0, 0, kvdif = 0, 0, non_hydrostatic = .true., .true., moist_adv_opt = 1, 1, scalar_adv_opt = 1, 1, / &bdy_control spec_bdy_width = 5, spec_zone = 1, relax_zone = 4, specified = .true., .false., nested = .false., .true., / &grib2 / &namelist_quilt nio_tasks_per_group = 0, nio_groups = 1, / </pre>
--	---

Figura 7.4: Namelist.input es un archivo que se genera automáticamente en la etapa WPS (WRF Preprocessing System), en el cual es posible cambiar manualmente la configuración física del modelo al editar la sección &physics, y también los niveles verticales en el apartado eta.levels. Este archivo es utilizado por WRF-ARW (Advanced Research WRF) para lanzar la simulación configurada, siendo este caso la simulación RGMU. Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab.(3.3) y (3.4), y para conocer una breve descripción de las características generales de RGMU ir a Tab. (3.2).

RDNC

<pre> &time_control run_days = 212, run_hours = 0, run_minutes = 0, run_seconds = 0, start_year = 2013, 2013, start_month = 09, 09, start_day = 01, 01, start_hour = 00, 00, start_minute = 00, 00, start_second = 00, 00, end_year = 2014, 2014, end_month = 04, 04, end_day = 01, 01, end_hour = 00, 00, end_minute = 00, 00, end_second = 00, 00, interval_seconds = 21600, input_from_file = .true., history_interval = 180, 60, frames_per_outfile = 1440, 720, restart = .false., restart_interval = 5000, io_form_history = 2, io_form_restart = 2, io_form_input = 2, io_form_boundary = 2, debug_level = 0, io_form_auxinput4 = 2, auxinput4_inname = "wrfwinp_d<domain>", auxinput4_interval = 360, 360, / &domains eta_levels = 1.000, 0.9987, 0.9975, 0.9962, 0.9949, 0.9937, 0.9924, 0.9912, 0.9899, 0.9887, 0.9874, 0.9862, 0.9849, 0.9837, 0.9824, 0.9812, 0.9799, 0.9787, 0.9759, 0.9712, 0.9635, 0.9519, 0.935, 0.9114, 0.8794, 0.8376, 0.785, 0.722, 0.65, 0.5718, 0.4909, 0.411, 0.3352, 0.266, 0.2044, 0.1487, 0.1046, 0.0691, 0.0406, 0.0179, 0.000 time_step = 150, time_step_fract_num = 0, time_step_fract_den = 1, max_dom = 2, e_we = 50, 46, e_sn = 50, 46, e_vert = 41, 41, p_top_requested = 5000, num_metgrid_levels = 27, num_metgrid_soil_levels = 4, dx = 25000, 5000, dy = 25000, 5000, grid_id = 1, 2, parent_id = 1, 1, i_parent_start = 1, 21, j_parent_start = 1, 21, parent_grid_ratio = 1, 5, parent_time_step_ratio = 1, 5, feedback = 1, smooth_option = 0, max_ts_locs = 7, use_adaptive_time_step = .true., step_to_output_time = .true., target_cfl = 1.2,1.2, / </pre>	<pre> max_step_increase_pct = 5,51,51, starting_time_step = 15,6, max_time_step = 60,12, min_time_step = 15,6, adaptation_domain = 1, / &physics mp_physics = 8, 8, ra_lw_physics = 1, 1, ra_sw_physics = 1, 1, radt = 25, 5, sf_sfclay_physics = 4, 4, sf_surface_physics = 1, 1, bl_pbl_physics = 4, 4, bldt = 0, 0, cu_physics = 0, 0, cudt = 5, 5, isfflx = 1, ifsnow = 0, icloud = 1, surface_input_source = 1, num_soil_layers = 4, sf_urban_physics = 0, 0, maxiensi = 1, maxensi = 3, maxensi2 = 3, maxensi3 = 16, ensdim = 144, sst_update = 1, / &fdda / &dynamics w_damping = 0, diff_opt = 1, km_opt = 4, diff_6th_opt = 0, 0, diff_6th_factor = 0.12, 0.12, base_temp = 290., damp_opt = 0, zdamp = 5000., 5000., dampcoef = 0.2, 0.2, khdif = 0, 0, kvdif = 0, 0, non_hydrostatic = .true., .true., moist_adv_opt = 1, 1, scalar_adv_opt = 1, 1, / &bdy_control spec_bdy_width = 5, spec_zone = 1, relax_zone = 4, specified = .true., .false., nested = .false., .true., / &grib2 / &namelist_quilt nio_tasks_per_group = 0, nio_groups = 1, / </pre>
--	--

Figura 7.5: Namelist.input es un archivo que se genera automáticamente en la etapa WPS (WRF Preprocessing System), en el cual es posible cambiar manualmente la configuración física del modelo al editar la sección &physics, y también los niveles verticales en el apartado eta_levels. Este archivo es utilizado por WRF-ARW (Advanced Research WRF) para lanzar la simulación configurada, siendo este caso la simulación RDNC. Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab. (3.3) y (3.4), y para conocer una breve descripción de las características generales de RDNC ir a Tab. (3.2).

RGMUe

<pre> &time_control run_days = 212, run_hours = 0, run_minutes = 0, run_seconds = 0, start_year = 2013, 2013, start_month = 09, 09, start_day = 01, 01, start_hour = 00, 00, start_minute = 00, 00, start_second = 00, 00, end_year = 2014, 2014, end_month = 04, 04, end_day = 01, 01, end_hour = 00, 00, end_minute = 00, 00, end_second = 00, 00, interval_seconds = 21600, input_from_file = .true., .true., history_interval = 180, 60, frames_per_outfile = 1440, 720, restart = .false., restart_interval = 5000, io_form_history = 2, io_form_restart = 2, io_form_input = 2, io_form_boundary = 2, debug_level = 0, io_form_auxinput4 = 2, auxinput4_inname = "wrflowinp_d<domain>", auxinput4_interval = 360, 360, / &domains eta_levels = 1.000, 0.9997, 0.9992, 0.9987, 0.9975, 0.9962, 0.9924, 0.9912, 0.9899, 0.9887, 0.9874, 0.9862, 0.9849, 0.9837, 0.9824, 0.9812, 0.9799, 0.9787, 0.9759, 0.9712, 0.9635, 0.9519, 0.935, 0.9114, 0.8794, 0.8376, 0.785, 0.722, 0.65, 0.5718, 0.4909, 0.411, 0.3352, 0.266, 0.2044, 0.1487, 0.1046, 0.0691, 0.0406, 0.0179, 0.000 time_step = 150, time_step_fract_num = 0, time_step_fract_den = 1, max_dom = 2, e_we = 50, 46, e_sn = 50, 46, e_vert = 41, 41, p_top_requested = 5000 num_metgrid_levels = 27, num_metgrid_soil_levels = 4, dx = 25000, 5000, dy = 25000, 5000, grid_id = 1, 2, parent_id = 1, 1, i_parent_start = 1, 21, j_parent_start = 1, 21, parent_grid_ratio = 1, 5, parent_time_step_ratio = 1, 5, feedback = 1, smooth_option = 0, max_ts_locs = 7, use_adaptive_time_step = .true. step_to_output_time = .true. target_cfl = 1.2,1.2, </pre>	<pre> max_step_increase_pct = 5,51,51, starting_time_step = 15,6, max_time_step = 60,12, min_time_step = 15,6, adaptation_domain = 1, / &physics mp_physics = 8, 8, ra_lw_physics = 4, 4, ra_sw_physics = 4, 4, radt = 25, 5, sf_sfclay_physics = 2, 2, sf_surface_physics = 2, 2, bl_pbl_physics = 2, 2, bldt = 0, 0, cu_physics = 2, 2, cudt = 5, 5, isfflx = 1, ifsnow = 0, icloud = 1, surface_input_source = 1, num_soil_layers = 4, sf_urban_physics = 0, 0, maxxiens = 1, maxxiens = 3, maxxiens2 = 3, maxxiens3 = 16, ensdim = 144, sst_update = 1, / &fdda / &dynamics w_damping = 0, diff_opt = 1, km_opt = 4, diff_6th_opt = 0, 0, diff_6th_factor = 0.12, 0.12, base_temp = 290., damp_opt = 0, zdamp = 5000., 5000., dampcoef = 0.2, 0.2, khdif = 0, 0, kvdif = 0, 0, non_hydrostatic = .true., .true., moist_adv_opt = 1, 1, scalar_adv_opt = 1, 1, / &bdy_control spec_bdy_width = 5, spec_zone = 1, relax_zone = 4, specified = .true., .false., nested = .false., .true., / &grib2 / &namelist_quilt nio_tasks_per_group = 0, nio_groups = 1, / </pre>
---	---

Figura 7.6: Namelist.input es un archivo que se genera automáticamente en la etapa WPS (WRF Preprocessing System), en el cual es posible cambiar manualmente la configuración física del modelo al editar la sección &physics, y también los niveles verticales en el apartado eta.levels. Este archivo es utilizado por WRF-ARW (Advanced Research WRF) para lanzar la simulación configurada, siendo este caso la simulación RGMUe. *Si desea ver detalles de las parametrizaciones de esta configuración ir a Tab.(3.3) y (3.4), y para conocer una breve descripción de las características generales de RGMUe ir a Tab. (3.2).*

7.3.3. NCL

Extracción horaria de estaciones virtuales en WRF

```

load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/gsn_code.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/gsn_csm.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/contributed.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/shear_util.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/wrf/WRFUserARW.ncl"

begin
  WRF_WORKSPACE = "/home/usuario/Escritorio/PRUEBA"
  SAVEDir="/home/usuario/Escritorio/PRUEBA/archivos"

  estacion = asciiread(""+SAVEDir+"/estacion.txt", (/1,3/), "float")
  dim_estacion=dim_sizes(estacion)
  data=new(/720,7/), float)
; filas(720) son las horas que contiene un mes y columnas (7) es por el numero de variables
  k=0
  ifil = 0
  do j=0,dim_estacion(0)-1
    dom = 2
    FILES = systemfunc (" ls -l " + WRF_WORKSPACE + "/wrfout_d0"+dom+"_2013-10-01_00:00:00")
    a = addfiles(FILES + ".nc","r")
    glw = a[:]->GLW
    gsw = a[:]->SWDOWN
    hfx = a[:]->HFX
    lh = a[:]->LH
    grdflx = a[:]->GRDFLX
    t2 = a[:]->T2
    albedo = a[:]->ALBEDO

    loc = wrf_user_ll_to_ij(a, estacion(0,1), estacion(0,2), True)
; el índice asociado a las filas es de la estación; columnas son lat y lon
    locX = loc(0) - 1 ; Lat
    locY = loc(1) - 1 ; Lon
    print(locX)
    print(locY)
    loc2=wrf_user_ij_to_ll(a,locX+2,locY+2,True)
    print(loc2)
    data(:,0) = glw(:,locY,locX)
    data(:,1) = gsw(:,locY,locX)
    data(:,2) = hfx(:,locY,locX)
    data(:,3) = lh(:,locY,locX)
    data(:,4) = grdflx(:,locY,locX)
    data(:,5) = t2(:,locY,locX)-273.15
    data(:,6) = albedo(:,locY,locX)
    if j .eq. 0
      times = wrf_user_getvar(a[0],"times",-1)
      print(times(0))
      strs = str_split(times(0), "-")
      agno = strs(0)
      mes = strs(1)
      dia = strs(2)
      strs1 = str_split(dia, "_")
      dia1 = strs1(0)
      dia2 = strs1(1)
      strs2 = str_split(dia2, ":")
      hora=strs2(0)
    end if
    delete([/glw,gsw,hfx,lh,grdflx,t2,albedo,a,FILES/])
  end do
  optdatos = True
  h=121
  fmtf = h + "f11.6"
  optdatos@fout = ""+SAVEDir+"/NOMBRE"+agno+"mes+"+dia1+"_"+hora+".txt"
; NOMBRE es el nombre del archivo de texto a crear
  write_matrix(data, fmtf, optdatos)
end

```

Figura 7.7: Script desarrollado en NCL para la extracción horaria de estaciones virtuales en WRF. Facilitado por David Aguilera, y editado por quien escribe esta tesis para los fines de estudio (consultas a davaguilera@udec.cl o bien katherine.munoz.mellado@gmail.com).

Diagrama de Taylor

```

load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/gsn_code.ncl"
load "$NCARG_ROOT/lib/ncarg/nclscripts/csm/gsn_csm.ncl"
load "./taylor_diagram.ncl"
load "./accented_characters_1.ncl"
;*****
begin
; Cases [Model]
case      = (/ "Con recongelamiento", "Sin recongelamiento" /)
nCase     = dimsizes(case)                ; # of Cases [Cases]

; variables compared
var        = (/ "", "", "", "" /)
nVar       = dimsizes(var)                ; # of Variables

; more info to be added [all are bogus]
source     = (/ "PRUEBA1", "PRUEBA2", "PRUEBA3" , "PRUEBA4" /)

; "Case A"
CA_ratio   = (/0.83, 0.590, 1.040, 0.600/) ; DESVIACION ESTANDAR NORMALIZADA
CA_cc      = (/0.70, 0.67, 0.75, 0.68/) ; CORRELACION
; "Case B"
CB_ratio   = (/0.690, 0.550, 1.040, 0.540/) ; DESVIACION ESTANDAR NORMALIZADA
CB_cc      = (/0.68, 0.63, 0.73, 0.66/) ; CORRELACION

; arrays to be passed to taylor_diagram. It will calculate the x and y coordinates.
ratio      = new ((/nCase, nVar/),typeof(CA_cc) )
cc         = new ((/nCase, nVar/),typeof(CA_cc) )

ratio(0,:) = CA_ratio
ratio(1,:) = CB_ratio

cc(0,:)    = CA_cc
cc(1,:)    = CB_cc
;*****
; create plot
varSource = var + "_" + source          ; add extra info [*not* required]
ty_opt    = True                        ; taylor diagram with options
ty_opt@Markers      = (/16, 16/)       ; make all solid fill
ty_opt@MarkerSizeF  = 2
ty_opt@Colors       = (/ "red", "blue" /)
ty_opt@varLabels    = varSource
ty_opt@caseLabels   = case
lgLabelFontHeightF  = 1
ty_opt@varLabelsYloc = 1.5              ; Move location of variable labels [default 0.45]
ty_opt@caseLabelsFontHeightF = 0.18    ; make slight larger [default=0.12]
ty_opt@varLabelsFontHeightF = 0.016    ; make slight smaller [default=0.013]
ty_opt@tiMainString = "TITULO"         ; title
ty_opt@stnRad       = (/ 0.5, 1.5 /)   ; additional standard radii
ty_opt@ccRays       = (/ 0.6, 0.9 /)   ; correlation rays
ty_opt@centerDiffRMS = True            ; RMS 'circles'

wks = gsn_open_wks("pdf","NOMBRE")
plot = taylor_diagram(wks,ratio,cc,ty_opt)
;*****
; fill an array for a "taylor metrics table"
season    = (/ "ANN" /)
nSeason   = dimsizes(season)
table     = new ( (/nCase,nSeason,nVar/), typeof(ratio) )
table(0,0,:) = CA_ratio
table(1,0,:) = CB_ratio
tt_opt    = True
tt_opt@pltType= "ps"                    ; "eps" [default], "pdf", "ps"
                                           ; "png", "gif" [if you have ImageMagick 'convert']
; taylor_metrics_table("metrics", varSource, case ,season, table, tt_opt)
end

```

Figura 7.8: Script desarrollado en NCL para la generación de Diagramas de Taylor. Extraído desde https://www.ncl.ucar.edu/Applications/Scripts/taylor_4.ncl, y editado por quien escribe esta tesis (consultas y sugerencias a katherine.munoz.mellado@gmail.com)

7.3.4. Matlab

Balance de energía sin cambio de albedo

```

%% BALANCE DE ENERGIA SIN CAMBIO DE ALBEDO
clear all; close all; clc;
x_PRUEBA=load('x_PRUEBA.txt'); x_PRUEBA=x_PRUEBA(721:5089,:);
%% Variables de los archivos extraidos con NCL:
%glw (:,1); %gsw (:,2); %hfx (:,3);
%lh (:,4); %grdfl (:,5); %albedo (:,7);
%rainc (:,8); PP convectiva [mm] %raincc (:,9); PP no convectiva [mm]
% 1 Obteniendo LW neta
% RECORDAR: WRF entrega la radiación de onda larga incidente en la superficie que coincide con ser
positiva hacia el interior del suelo. Lo que se resta es la radiación de onda larga emitida, mediante la
ley de Stefan-Boltzman, la cual resulta positiva. La resta entre ambas resulta NEGATIVA, por lo que
el signo en el balance en energía está implícito cuando uno suma los flujos.
x_PRUEBA_LWn=x_PRUEBA(:,1)-((5.67*10^(-8)).*((x_PRUEBA(:,6)+273.15).^4));

% 2 Obteniendo SW neta (con albedo original)
% RECORDAR: WRF entrega la radiación de onda corta incidente que coincide con ser positiva hacia el
suelo, por lo que esta debe ser multiplicada por (1-albedo).
x_PRUEBA_SWn=(x_PRUEBA(:,2).*(1-x_PRUEBA(:,7)));

% 3 obteniendo Flujo de calor sensible (HFX)
% RECORDAR: WRF entrega el flujo de calor sensible (HFX) como positivo hacia dentro de la superficie, por
lo que el signo no debe ser cambiado.
x_PRUEBA_HFX=(x_PRUEBA(:,3));

% 4 obteniendo Flujo de calor latente (LH)
% RECORDAR: WRF entrega el flujo de calor sensible (HFX) como positivo hacia fuera de la superficie, por
lo que el signo debe ser cambiado, para que sea negativo hacia fuera.
x_PRUEBA_LH=-(x_PRUEBA(:,4));

% 4 obteniendo Flujo de calor de las capas subsuperficiales (GRDFL)
% RECORDAR: WRF entrega este flujo como positivo hacia el suelo, por lo que
% no se cambia.
x_PRUEBA_GR=(x_PRUEBA(:,5));

%% BALANCE DE ENERGIA (con albedo original)
% E= SWn + LWn + HFX + LH + GR;
% RECORDAR: Los signos están implícitos en cada variable.
x_E_PRUEBA = x_PRUEBA_SWn + x_PRUEBA_LWn + x_PRUEBA_HFX + x_PRUEBA_LH + x_PRUEBA_GR;

%% TASA DE ABLACION (con albedo original)
% RECORDAR: La tasa de ablacion puede ser simplificada solo a fusión cuando se estima la estación de
ablación (mirar Cuffey y Paterson). Se adjunta el programa para calcular los tres flujos, pero solo se
utilizará en este calculo, el de fusión.
pw =1000; %[kg/m3] densidad del agua
L_f =3.34*(10^5); %[J/kg] calor latente de fusion del hielo
V_rho_w =1000; %[Kg/m3] Densidad del agua
V_rho_i =900; %[Kg/m3] Densidad del hielo
V_Ls =2.8*(10^6); %[J/kg] Calor latente de sublimacion del hielo
V_Lv =2.26*(10^6) %[J/kg] calor latente de vaporizacion
% FUSION
%a incluyendo recongelamiento
x_M_PRUEBAconr=(x_E_PRUEBA/(pw*L_f))*(1000*3600); % [m/s]*1000*3600--> [mm/hr]
%b no incluyendo recongelamiento
x_M_PRUEBAasinr=(x_E_PRUEBA/(pw*L_f))*(1000*3600);
aux00a=find(x_M_PRUEBAasinr<=0);
x_M_PRUEBAasinr(aux00a)=0;
% SUBLIMACION
x_S_PRUEBA=(x_PRUEBA(:,4)/(V_Ls*V_rho_i))*(1000*3600);
% EVAPORACION
x_Ev_PRUEBA =(x_PRUEBA(:,4)/(V_Lv*V_rho_i))*(1000*3600);
for i=1:length(x_PRUEBA);
% alfa
x_Mac_PRUEBAconr(i) =nansum(x_M_PRUEBAconr(1:i));
x_Mac_PRUEBAasinr(i) =nansum(x_M_PRUEBAasinr(1:i));
x_Sac_PRUEBA(i) =nansum(x_S_PRUEBA(1:i));
x_Evac_PRUEBA(i)=nansum(x_Ev_PRUEBA(1:i));
end

```

Figura 7.9: Script desarrollado en Matlab para el cálculo del balance de energía superficial sin cambio de albedo. Elaboración propia (consultas y sugerencias a katherine.munoz.mellado@gmail.com).

Balance de energía con cambio de albedo más histogramas

```
% BALANCE DE ENERGIA CON CAMBIO DE ALBEDO
% OBTENCION DE HISTOGRAMAS
% IMPORTANTE!: NO OLVIDAR CAMBIAR LAS VARIABLES DE LA LÍNEA 27 Y LA DE LA SECCIÓN DE LOS HISTOGRAMAS
% EN LA LÍNEA 171

clear all; close all; clc;

x_PRUEBA=load('x_PRUEBA.txt'); x_PRUEBA=x_PRUEBA(721:5089,:); %x_PRUEBA(207:420,:)=NaN; x_PRUEBA
(3085:3599,:)=NaN;

%%% Variables de los archivos:
%glw    (:,1); gsw    (:,2);
%hfx    (:,3); lh     (:,4);
%grdfl  (:,5); t2     (:,6);
%albedo (:,7); rainc  (:,8); PP convectiva [mm]; raincc (:,9); PP no convectiva [mm]

%%% DEFINIENDO LOS ARCHIVOS DE ENTRADA
x_xrchivo=x_PRUEBA;

%%% 1 Obteniendo LW neta
% RECORDAR: WRF entrega la radiación de onda larga incidente en la superficie que coincide con ser
positiva hacia el interior del suelo. Lo que se resta es la radiación de onda larga emitida, mediante la
ley de Stefan-Boltzman, la cual resulta positiva. La resta entre ambas resulta NEGATIVA, por lo que el
signo en el balance en energía está implícito, cuando uno suma los flujos.
%PRUEBA
x_LWn=x_xrchivo(:,1)-((5.67*10^(-8)).*((x_xrchivo(:,6)+273.15).^4));

%%% 2 Obteniendo SW neta (con albedo corregido)
% RECORDAR: WRF entrega la radiación de onda corta incidente que coincide con ser positiva hacia el
suelo, por lo que esta debe ser multiplicada por (1-albedo). El albedo será cambiado respecto al albedo
que posea la simulación y con respecto a la lluvia

%%% SUMANDO PRECIPITACIONES
pp_x= x_xrchivo(:,8) + x_xrchivo(:,9);

%%% ESTABLECIENDO CUANDO USO 0.85 Y CUANDO 0.65
for i=2:length(x_PRUEBA)-1;
% OLIVARES ALFA
    if pp_x(i)>pp_x(i-1);
        albedo_x(i)=0.85;
    elseif pp_x(i)<=pp_x(i-1);
        albedo_x(i)=0.65;%x_PRUEBA(i,7);
    end
end

%%% ESTABLECIENDO EL VECTOR ALBEDO
auxalb=length(x_xrchivo)-1;
albedo_x =[albedo_x(1:auxalb) 0]';

%%% ESTABLECIENDO ALBEDO = 0 DE NOCHE
aux6aC=find(x_xrchivo(:,2)==0);

%%% VECTOR DE ALBEDO CREADO
albedo_x(aux6aC)=0;
x_SWn=(x_xrchivo(:,2).*(1-albedo_x));

%%% 3 obteniendo Flujo de calor sensible (HFX)
% RECORDAR: WRF entrega el flujo de calor sensible (HFX) como positivo hacia dentro de la superficie, por
lo que el signo no debe ser cambiado
x_HFX=(x_xrchivo(:,3));

%%% 4 obteniendo Flujo de calor latente (LH)
% RECORDAR: WRF entrega el flujo de calor sensible (HFX) como positivo hacia fuera de la superficie, por
lo que el signo debe ser cambiado, para que sea negativo hacia fuera.
x_LH=-(x_xrchivo(:,4));
```

Figura 7.10: Script desarrollado en Matlab para el cálculo del balance de energía superficial con el cambio de albedo propuesto en la Ec. (3.1). Además se expone la sección con la cual se crearon los histogramas de la Fig.(4.4). Elaboración propia (consultas y sugerencias a katherine.munoz.mellado@gmail.com). **Parte 1.**

```

%% 4 obteniendo Flujo de calor de las capas subsuperficiales (GRDFL)
% RECORDAR: WRF entrega este flujo como positivo hacia el suelo, por lo que no se cambia.
x_GR=(x_xrchivo(:,5));

%% BALANCE DE ENERGÍA (con albedo corregido)
%E= SWn + LWn + HFX + LH + GR;
% RECORDAR: Los signos están implícitos en cada variable.
x_E = x_SWn + x_LWn + x_HFX + x_LH + x_GR;

%% HISTOGRAMAS
% RECORDAR: no se puede hacer un for en esta sección por que se consideran
% los meses con sus días respectivos y no con 30.
prueba='CTRL'; % <---ESTA VARIABLE SE CAMBIA por una de las pruebas
variable=x_GR; % <---ESTA VARIABLE SE CAMBIA por el nombre del glaciar y la variable

aux='GR'; % ESTA VARIABLE SE CAMBIA POR UNO DE LOS FLUJOS ENERGETICOS
nombre=['x_',aux,prueba];

rango=-250:20:150; %LH %HFX %LW %SW
limiteX=[-250 150]; %[-200 80]; %[-100:20:200]; %[-200:20:10]; %0:50:450;
limiteY=[0 70]; %[-200 80]; %[-120 250]; %[-200 10]; %[-20 450];
cuadrado=[0.54 0.70 0.38 0.12]; % el tercero ve el lado derecho del cuadrado %SW cuadrado=[0.54 0.75
0.365 0.12]
% el primero posiciona de izquierda a derecha
% el segundno posiciona de arriba a abajo

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% ESTACION_x %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
figure(1) %OCT
[n, hist_oct]=hist(variable(1:744),rango);
bar(hist_oct,n*100/nansum(n),1,'histc');
set(gca,'ylim',limiteY); set(gca,'xlim',limiteX,'FontSize',20);
hold on; %axis tight;
plot(nanmedian(variable(1:744,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','x','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
hold on;
plot(nanmean(variable(1:744,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','*','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
annotation('textbox',cuadrado,'String',{'media = ' num2str(nanmean(variable(1:744)),4)},['mediana = '
num2str(nanmedian(variable(1:744)),4)],...
'FontSize',20);
grid on;
ylabel('Porcentaje de ocurrencias (%)');
xlabel('W/m2')
title([nombre, ' octubre 2013'])
print('-dpdf',[ nombre,'00_oct.pdf']);

figure(2) %NOV
[n, hist_nov]=hist(variable(745:1464),rango);
bar(hist_nov,n*100/nansum(n),1,'histc');
set(gca,'ylim',limiteY); set(gca,'xlim',limiteX,'FontSize',20);
hold on; %axis tight;
plot(nanmedian(variable(745:1464,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','x','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
hold on;
plot(nanmean(variable(745:1464,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','*','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
annotation('textbox',cuadrado,'String',{'media = ' num2str(nanmean(variable(745:1464)),4)},['mediana = '
num2str(nanmedian(variable(745:1464)),4)],...
'FontSize',20);
grid on;
ylabel('Porcentaje de ocurrencias (%)');
xlabel('W/m2')
title([nombre, ' noviembre 2013'])
print('-dpdf',[ nombre,'01_nov.pdf']);

figure(3) %DIC
[n, hist_dic]=hist(variable(1465:2208),rango);
bar(hist_dic,n*100/nansum(n),1,'histc');
set(gca,'ylim',limiteY); set(gca,'xlim',limiteX,'FontSize',20);
hold on; %axis tight;

```

Figura 7.11: Script desarrollado en Matlab para el cálculo del balance de energía superficial con el cambio de albedo propuesto en la Ec. (3.1). Además se expone la sección con la cual se crearon los histogramas de la Fig.(4.4). Elaboración propia (consultas y sugerencias a katherine.munoz.mellado@gmail.com). **Parte 2.**

```

plot(nanmedian(variable(1465:2208,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','x','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
hold on;
plot(nanmean(variable(1465:2208,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','*','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
annotation('textbox',cuadrado,'String',{['media =' num2str(nanmean(variable(1465:2208)),4)],['mediana ='
num2str(nanmedian(variable(1465:2208)),4)]},...
'FontSize',20);
grid on;
ylabel('Porcentaje de ocurrencias (%)');
xlabel('W/m2')
title([nombre,' diciembre 2013'])
print('-dpdf',[ nombre,'02_dic.pdf']);

figure(4) %ENE
[n, hist_ene]=hist(variable(2209:2952),rango);
bar(hist_ene,n*100/nansum(n),1,'histc');
set(gca,'ylim',limiteY); set(gca,'xlim',limiteX,'FontSize',20);
hold on; %axis tight;
plot(nanmedian(variable(2209:2952,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','x','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
hold on;
plot(nanmean(variable(2209:2952,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','*','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
annotation('textbox',cuadrado,'String',{['media =' num2str(nanmean(variable(2209:2952)),4)],['mediana ='
num2str(nanmedian(variable(2209:2952)),4)]},...
'FontSize',20);
grid on;
ylabel('Porcentaje de ocurrencias (%)');
xlabel('W/m2')
title([nombre,' enero 2014'])
print('-dpdf',[ nombre,'03_ene.pdf']);

figure(5) %FEB
[n, hist_feb]=hist(variable(2953:3624),rango);
bar(hist_feb,n*100/nansum(n),1,'histc');
set(gca,'ylim',limiteY); set(gca,'xlim',limiteX,'FontSize',20);
hold on; %axis tight;
plot(nanmedian(variable(2953:3624,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','x','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
hold on;
plot(nanmean(variable(2953:3624,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','*','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
annotation('textbox',cuadrado,'String',{['media =' num2str(nanmean(variable(2953:3624)),4)],['mediana ='
num2str(nanmedian(variable(2953:3624)),4)]},...
'FontSize',20);
grid on;
ylabel('Porcentaje de ocurrencias (%)');
xlabel('W/m2')
title([nombre,' febrero 2014'])
print('-dpdf',[ nombre,'04_feb.pdf']);

figure(6) %MAR
[n, hist_mar]=hist(variable(3624:4369),rango);
bar(hist_mar,n*100/nansum(n),1,'histc');
set(gca,'ylim',limiteY); set(gca,'xlim',limiteX,'FontSize',20);
hold on; %axis tight;
plot(nanmedian(variable(3624:4369,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','x','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
hold on;
plot(nanmean(variable(3624:4369,1)),0,'MarkerSize',20,'Marker','*','LineWidth',3,'Color',[1 0 0]);
annotation('textbox',cuadrado,'String',{['media =' num2str(nanmean(variable(3624:4369)),4)],['mediana ='
num2str(nanmedian(variable(3624:4369)),4)]},...
'FontSize',20);
grid on;
ylabel('Porcentaje de ocurrencias (%)');
xlabel('W/m2')
title([nombre,' marzo 2014'])
print('-dpdf',[ nombre,'05_mar.pdf'])
close all;

```

Figura 7.12: Script desarrollado en Matlab para el cálculo del balance de energía superficial con el cambio de albedo propuesto en la Ec. (3.1). Además se expone la sección con la cual se crearon los histogramas de la Fig.(4.4). Elaboración propia (consultas y sugerencias a katherine.munoz.mellado@gmail.com). **Parte 3.**