



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

Título Tentativo:

Impactos hidrometeorológicos de la lluvia sobre nieve en las cuencas hidrográficas de Chile Central: variabilidad espacial, temporal y relevancia en la generación de crecidas nivo-pluviales.

GF790 - Introducción al Proyecto de Grado

Alumno:
Lucas Glasner

Profesor Guía:
René Garreud

Profesor Co-Guía:
??

Fecha de Entrega:
23 de agosto de 2021

1. Introducción

Los eventos de lluvia sobre nieve (ROS¹) son situaciones en donde una tormenta precipita agua líquida sobre un manto de nieve preexistente. Los fenómenos de ROS son comunes en regiones montañosas, y se han asociado en distintas escalas temporales y espaciales, a diversos peligros naturales. Durante ellos, se ha observado que la percolación de agua líquida en la nieve y suelos tiende a desestabilizar la matriz porosa produciendo avalanchas y deslizamientos de tierra [Harr (1981), DeGraff et al. (1984), Stemberis and Rubin (2011)]. Por otra parte, el ambiente cálido de los eventos junto con el agua líquida favorecen el derretimiento de nieves que de otra manera hubiesen permanecido congeladas, contribuyendo a suelos secos en la temporada de verano e incrementando localmente el volumen de agua disponible para las crecidas de ríos. Estas situaciones se han documentado como causas de la erosión de suelos, cambios en la geomorfología fluvial, pérdidas de infraestructura, inundaciones, entre otros conflictos socioambientales [Waananen et al. (1970), Swanston (1974), McCabe et al. (2007), Pomeroy et al. (2016), Musselman et al. (2018)].

Desde un punto de vista hidrológico las crecidas durante eventos de ROS tienen la peculiaridad de que el volumen de escorrentía directa es de origen mixto. Por un lado, parte de la escorrentía está asociada a las precipitaciones líquidas del evento, mientras que por otro lado existe una contribución adicional por el derretimiento de la nieve acumulada en tormentas previas. Esto conduce al fenómeno a ser un potencial riesgo de inundaciones por el efecto que tiene en la escorrentía (Fig.1), la cual se pueden intensificar en eventos cuyo pronóstico de precipitaciones indica intensidades regulares para la región.

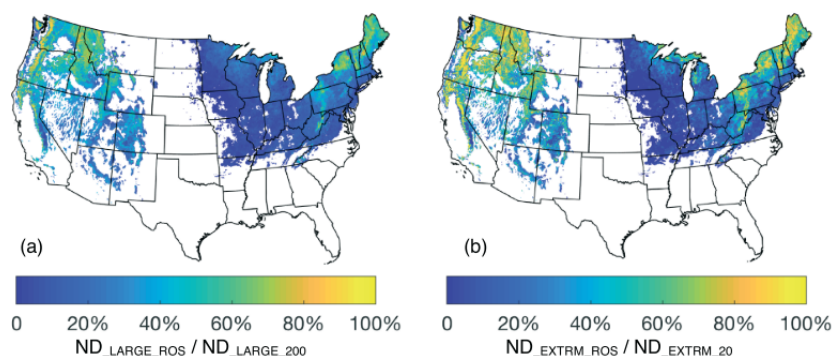


Figura 1: **Porcentaje del número de caudales extremos influenciados por ROS para el período 1950-2013 en Estados Unidos. (a) 200 mayores caudales. (b) 20 mayores caudales.** Figura de [Li et al. (2019)]

Durante eventos ROS, el aporte de escorrentía por derretimiento se ha observado estar entre el 4 % y 75 % [Marks et al. (1998), Sui and Koehler (2001), Li et al. (2019)], siendo sus principales fuentes de variabilidad el uso de suelo, la hipsometría de la cuenca afectada y las características hidrometeorológicas del evento [Nicholas et al. (2015), Garvelmann et al. (2015)]. Por otro lado,

¹Rain On Snow

Singh et al. (1997) documenta que el flujo de agua líquida por un manto de nieve saturado puede alcanzar velocidades mucho mayores que la percolación natural del agua sobre los suelos llevando a una rápida respuesta hidrológica, lo cuál pone en evidencia que estos eventos constituyen un riesgo de inundación incluso cuando el derretimiento no es significativo.

Bajo un enfoque meteorológico, para que ocurra un evento ROS se requiere una tormenta en donde la elevación del nivel de congelamiento (FL^2) sea superior a la línea de nieves preexistente (SL^3). Esta característica, junto a la hipsometría de la cuenca afectada definen un área de influencia en la cuál la tormenta tiene el potencial de derretir nieve (Fig 2). Dentro de esta región, las propiedades del suelo condicionan la capacidad para derretir. Por ejemplo, Nicholas et al. (2015) utilizaron el modelo DHSVM⁴ para concluir que la pérdida de vegetación produce una disminución en la capacidad para derretir, y por otro lado que una hipsometría uniforme favorece el derretimiento. Aún así, los autores concluyen que la magnitud de ambos procesos es dependiendo del volumen total de agua líquida en forma de nieve (SWE^5), el cuál en gran medida está controlado por la variabilidad atmosférica y sus consecuencias en el balance de masa y energía superficial [DeWalle and Rango (2008)].

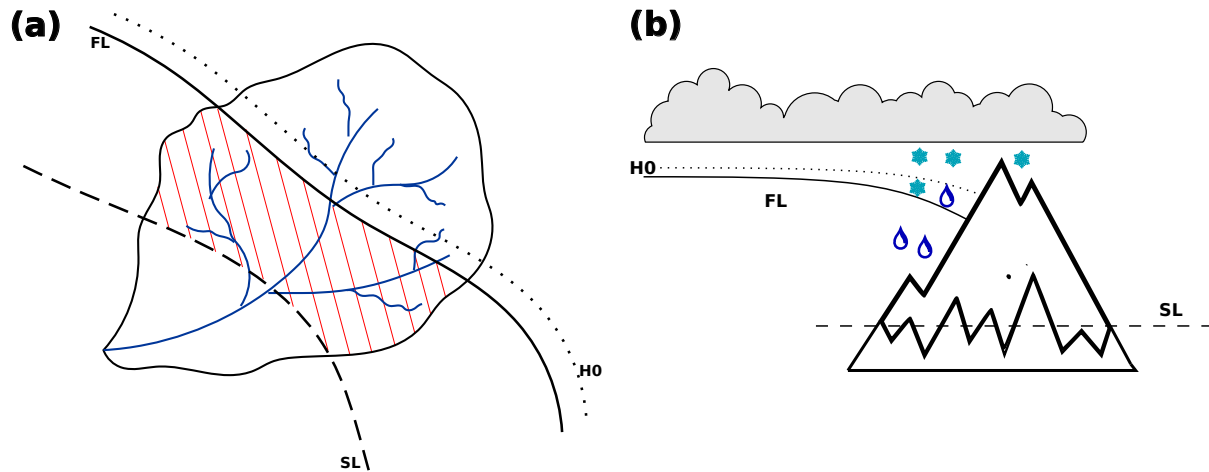


Figura 2: **Modelo conceptual de un evento de ROS.** (a) Esquema de las principales elevaciones que dan origen a un evento ROS en una cuenca. (b) Esquema de las mismas elevaciones en relación a un corte transversal del ambiente de montaña. La línea segmentada indica la línea de nieves (SL), la línea continua indica el nivel de congelamiento (FL), la línea punteada la altura de la isoterma 0°C (H_0) y el área achurada en rojo es el área de influencia por ROS.

El marco conceptual que permite entender el proceso de derretimiento de nieve corresponde al planteamiento físico-matemático de las leyes de conservación de masa y energía. Este último describe la interacción de los flujos de calor del manto de nieve con su entorno y sus consecuencias para

²Freezing Level

³Snow Limit

⁴Distributed Hydrology Soil Vegetation Model

⁵Snow Water Equivalent

producir variaciones en de energía interna (temperatura). Estos flujos dependen de características de la nieve y el suelo, como el albedo, temperatura y rugosidad, pero también de variables atmosféricas como la radiación solar, la temperatura del aire y la velocidad del viento. Adicionalmente, es relevante la interacción que tiene el agua líquida con la nieve debido a que el sistema termodinámico se transforma en un medio heterogéneo donde las dos fases intercambian calor entre sí. Si la temperatura de la nieve alcanza su punto de fusión ocurrirá el derretimiento y cualquier contribución adicional de calor, independiente de la fuente, se traducirá en una pérdida de masa. El balance de masas considera la sublimación y el derretimiento como la principal pérdida de SWE, pero a su vez éste se equilibra con las nevadas que incorporan más nieve y con su redistribución debido al flujo turbulento de viento en la capa límite atmosférica.

Como las fuentes de variabilidad en los balances de energía y masa son múltiples, no es claro cuales son los mecanismos que producen derretimiento en los eventos de ROS. Éste es un tema de investigación abierto, encontrándose casos de estudio donde se evalúan los balances [Marks et al. (1998), Corripio and López-Moreno (2017), Garvelmann et al. (2015)] y otros trabajos de mayor extensión temporal [Mazurkiewicz et al. (2008), Li et al. (2019)]. Aún así, la mayoría de los trabajos son regionales por lo que los resultados no suelen coincidir al estar condicionados a la climatología local y a las particularidades de cada evento. Aún así, los estudios coinciden en que los flujos de calor más relevantes para derretir nieve en estos eventos son la radiación neta, dominada por la radiación de onda larga y el flujo de calor sensible. Contra-intuitivamente, Li et al. (2019) mediante el modelo VIC⁶ concluye que el efecto de la incorporación de calor por lluvia no es significativo, por lo cual se interpreta que los eventos ROS ocurren durante tormentas cálidas en donde el viento y nubosidad favorecen los flujos de calor anteriormente nombrados.

Chile Central (CC) es una región que consta de todos los elementos necesarios para que su hidrología esté afectada por eventos de ROS. La zona comprende el territorio limitado por el océano pacífico y la cordillera de los Andes entre los paralelos 32°S y 37°S. La climatología de la región describe una temporada invernal(estival) fría(cálida) y lluviosa(seca), en donde las precipitaciones se producen usualmente debido a nubes estratiformes asociadas al paso de sistemas baroclínicos como frentes fríos, ríos atmosféricos zonales (frentes estacionarios) y bajas segregadas [Fernández and Gironás (2021)]. La cordillera de los Andes alcanza una elevación media entre los 3000m y 4000m en la región, y cuando el flujo de aire interactúa con la orografía ocurre un bloqueo de los vientos y un incremento de la precipitación en la laderas donde el flujo asciende [Barrett et al. (2009), Viale and Nuñez (2011), Viale and Garreaud (2015)], efecto que se ha observado ser particularmente intenso en tormentas que transportan humedad de manera perpendicular a la cordillera [Falvey and Garreaud (2007), Valenzuela and Garreaud (2019)].

También, CC es una zona de transición en los regímenes hidrológicos de las cuencas Andinas. Aquellas que se ubican en el norte de la región se identifican con un régimen nival el cual va transicionando a regímenes pluviales con el aumento de latitud [Alvarez-Garretón et al. (2021)]. Esto se explica por: (i) la variabilidad térmica de las tormentas, las cuales ocurren con una intersección semi-permanente del FL y la superficie y (ii) debido a la progresiva disminución de la altura de los Andes con la latitud [Garreaud (2013)].

⁶ *Variable Infiltration Capacity*

En las tormentas de montaña el flujo de calor latente, producto del derretimiento de hidrometeoros congelados, enfría el aire circundante, lo cual acoplado a la precipitación orográfica y al enfriamiento adiabático por el ascenso del aire lleva a que el FL se encuentre a menores elevaciones que en la atmósfera libre [Minder et al. (2011)]. Para CC se ha estimado que el FL se encuentra entre 200m-300m por debajo de la altura de la isoterma 0°C (H_0). Ésta última tiene un promedio de 2200m en días con precipitación, pero en su distribución se encuentran eventos muy fríos con $H_0 \leq 1500m$ y eventos muy cálidos con $H_0 \geq 3000m$ [Garreaud (1992)]. Una clasificación de la precipitación en tormentas frías y cálidas lleva a entender que las primeras se asocian generalmente a un frente frío con vientos del norte o nor-oeste asociados a un ciclón extratropical que conlleva un descenso de las temperaturas en superficie al momento de llover. En contraparte las tormentas cálidas se originan con una baja presión que se desplaza hacia el sur dejando un frente quasiestacionario en las latitudes medias, de orientación y vientos zonales, que frecuentemente es transportado hacia el norte por la advección de aire frío que produce un anticiclón migratorio [Garreaud (2013)]. Ambos tipos de tormentas se han documentado estar presentes en eventos extremos de precipitación [Valenzuela and Garreaud (2019)], siendo las cálidas menos frecuentes pero más relevantes para las cuencas Andinas de CC, debido a que éstas vienen con altos valores de H_0 que se traduce en una mayor área pluvial.

Sobre los eventos ROS en CC se destaca el reciente trabajo de Coumerme (2021), único en la región, en donde para la cuenca alta del Río Maipo se encontró que ocurren en promedio 2.5 eventos⁷ de ROS al año distribuidos en los meses de invierno y en la banda de elevaciones de 3000-5000m. En el trabajo se documenta que los modelos empíricos nacionales de precipitación-esorrentía [MOP (1995)]⁸ pueden subestimar hasta en 3 veces la magnitud de los caudales en eventos ROS. Mediante un experimento numérico, la autora describe un incremento de los eventos hasta 4 por año bajo un escenario de calentamiento global. Esto último es consistente con otros estudios que describen un aumento de eventos ROS y del agua disponible para crecidas en cuencas altas ($\geq 3000m$) debido al desplazamiento del área de influencia hacia elevaciones mayores [Surfleet and Tullos (2013), Beniston and Stoffel (2016), Musselman et al. (2018), Li et al. (2019)]. CC es una región sensible al cambio climático, los modelos de circulación general (GCM⁹) predicen una condición media de déficit hídrico [Boisier et al. (2016)], un aumento de la altura de la isoterma 0°C de hasta 400m en días con precipitación [Mardones and Garreaud (2020)] y, basado en la distribución futura de caudales máximos diarios en las macrocuencas, un incremento en la frecuencia y magnitud de crecidas [Bozkurt et al. (2017)]. Cuáles son los mecanismos, la factibilidad y certeza del pronóstico de caudales durante eventos crecida, y más aún asociado a ROS, todavía es un motivo de discusión.

Previo a cualquier análisis de tendencia por cambio global, es fundamental conocer el estado presente del fenómeno. Poco se sabe de la distribución espacial de frecuencias de eventos ROS, menos aún, su relevancia en eventos de crecida y en que se podrían diferenciar de eventos extremos producidos por otros mecanismos (e.g lluvias intensas, deshielo, etc). ¿Cuál cuenca de CC es la más afectada por el fenómeno?, ¿Una alta frecuencia de eventos ROS significa un alto riesgo de crecidas por este medio?, ¿Siempre los grandes caudales tiene una contribución de derretimiento de nieves?,

⁷Calculado como el número de días ROS respecto a la longitud del año juliano.

⁸Métodos estadísticos basados únicamente en la precipitación y área pluvial para determinar caudales.

⁹General Circulation Models

¿Es esta contribución más importante que la precipitación y el área pluvial?, ¿El calentamiento global amplifica o debilita las consecuencias del fenómeno?. Estas son algunas de las preguntas que motivan y se aspiran a responder en esta tesis, en donde en última instancia se espera contribuir al desarrollo del conocimiento, y eventualmente de manera indirecta a la planificación territorial, pronóstico y control de peligros naturales.

2. Hipótesis y objetivos

2.1. Hipótesis:

*Dentro de los eventos de **crecida en las cuencas andinas de Chile Central** se encuentran aquellos producidos por **tormentas donde llueve sobre la nieve**, de manera que el volumen de escorrentía directa se puede descomponer en una contribución de **precipitación líquida y derretimiento de nieves**.*

2.2. Objetivo General:

Determinar los elementos e influencias que tienen los eventos de lluvia sobre la nieve en el derretimiento y sus respectivas consecuencias en los caudales extremos de las cuencas andinas de Chile Central.

2.3. Objetivos Específicos:

1. Diagnosticar la **frecuencia de eventos de lluvia sobre nieve** en las cuencas andinas de Chile Central, especificando tendencias y patrones espaciales.
2. Determinar los caudales máximos diarios (Q_d) para distintos períodos de retorno (Q_d^T) y **descomponer la colección de eventos definidos por $Q_d \geq Q_d^T$** en su flujo base y volumen de escorrentía directa.
3. Analizar la **contribución del derretimiento de nieves** a la escorrentía en situaciones de ROS y concluir sobre la relevancia de estos eventos en los valores extremos.
4. Distinguir los principales patrones de escala sinóptica que dan origen a **tormentas donde llueve sobre la nieve**.
5. Cuantificar los **impactos futuros** de los eventos de lluvia sobre nieve bajo algún escenario de calentamiento global.

3. Metodología

Existe una extensa colección de bases de datos atmosféricos e hidrológicos de uso público que resultan útiles para cumplir los objetivos de esta tesis. Entre ellos se encuentran productos de reanálisis, información satelital preprocesada o cruda, radiosondeos, estaciones meteorológicas, fluviométricas y por último modelos numéricos. El uso de una u otra herramienta depende de los objetivos, hipótesis a responder, métodos tecnológicos a evaluar/explorar y robustez de los

resultados. Como cada fuente de datos y/o herramienta tiene sus propias técnicas y tiempos para cumplir los objetivos se plantea dividir el proyecto en las tres siguientes etapas¹⁰:

1. Evaluación, selección y validación de las fuentes de datos:

Para cuantificar el número de eventos ROS y el derretimiento se propone una estrategia basada en la precipitación (PR), la elevación de H_0 y el SL. La primera se determinará a partir del producto grillado CR2MET [Boisier et al. (2018)] de resolución espacial $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ y resolución temporal diaria para el período 1979-2020. La segunda se determinará con el mismo producto y evaluando un modelo de regresión simple ($T \sim \text{Elevacion}$) o un método con el área acumulada de píxeles con $T \leq 0^\circ\text{C}$ y la curva hipsométrica, luego se calcula $FL = H_0 - 200$ según Garreaud (1992). La tercera y última se determinará con la curva hipsométrica y el área acumulada de los píxeles con $SWE \geq 10\text{mm}$. Ésta última variable se obtendrá a partir de la reproyección a la resolución de CR2MET del producto Andes-SWE-Reanalysis [Cortés and Margulis (2017)] de $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ y frecuencia diaria para los años hidrológicos¹¹ 1985-2015.

De manera alternativa se evaluará la posibilidad de utilizar datos de reanálisis global como ERA5-Land [Muñoz-Sabater et al. (2021)], el cuál contiene directamente datos de SWE, derretimiento, precipitación líquida/sólida, temperatura, escorrentía, entre otras variables. El dataset consta de datos horarios para 1981-2021 pero a una resolución horizontal de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$.

Las fuentes de información descritas se validarán respectivamente de la siguiente manera: La precipitación grillada se comparará con algunos pluviómetros de CAMELS que se encuentren con la mayor cantidad de datos en un entorno andino. La altura de la isoterma 0°C calculada con los métodos descritos se comparará con los datos del radiosonda de Sto. Domingo aspirando a recuperar las observaciones de [Garreaud (1992)]. La línea de nieves se comparará con los datos MODIS preprocesados del observatorio andino del IANIGLA¹²-CR2¹³ [Cara Ramírez (2018)]. Para el producto ERA5-Land se comparará la escorrentía con los caudales de estaciones fluviométricas en cuencas Andinas sin intervención como restricción adicional. Todas las comparaciones serán mediante regresión lineal simple y de ser necesario se cuantificará la significancia de las diferencias entre las muestras mediante pruebas estadísticas (ANOVA, t-test, etc).

2. Análisis exploratorio, descriptivo y espacial para la escala de CC:

Con la información hidroclimática se determinará un producto grillado binario con ocurrencia de ROS donde los píxeles son *True* cuando $PR \geq PR_0$, $T \geq 0^\circ\text{C}$ y $SWE \geq SWE_0$ con umbrales por definir. Con este producto se determinará la frecuencia media anual de eventos, estacionalidad y tendencia.

Se escogerá como una referencia inicial las cuencas andinas descritas en el dataset del observatorio andino IANIGLA-CR2 ya que estas representan de buena forma las mayores cuencas de

¹⁰No necesariamente consecutivas.

¹¹Días contados desde el primero de Abril del año i hasta la misma fecha del año $i + 1$.

¹²Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales

¹³Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia

montaña que comparten la frontera política Chile/Argentina. Para estas subcuencas montañosas, que van desde el Río Limarí hasta el Río Itata, se determinará las curvas hipsométricas y parámetros geomorfológicos¹⁴ mediante el producto topográfico ETOPO1 [Amante and Eakins (2009)]. Adicionalmente se obtendrá información general de la cobertura de suelo para cada una de las cuencas mediante el dataset de Zhao et al. (2016) (esto con el objetivo de caracterizar el uso de suelo en la región de influencia que define cada evento ROS).

Para caracterizar el patrón sinóptico dominante, mediante el dataset NCEP-DOE reanálisis II o ERA5, se realizará un análisis compuesto de IVT¹⁵, presión a nivel del mar y geopotencial en 500hPa para los días ROS. Finalmente a modo de caracterización general se determinará la estacionalidad y media anual de precipitaciones, nieves, temperaturas, etc, con el objetivo de generar una buena descripción de la zona de estudio.

3. Análisis de impacto hidrometeorológico a escala de cuenca bajo un enfoque temporal y frecuentista:

Etapa final del proyecto en la cuál se analizarán las series de tiempo de caudales en cada una de las cuencas, los del producto ERA5-Land o bien de estaciones fluviométricas (dependiendo de lo encontrado en la etapa 1). En el caso de utilizar estaciones fluviométricas se evaluará la calidad de los datos, como extensión temporal consistente con los otros datasets. En caso necesario se realizará una reconstrucción de los caudales mediante regresiones lineales múltiples utilizando predictores como los caudales de cuencas vecinas, precipitaciones fuera de fase (o no), caudales de ERA5-Land, SWE o bien las componentes principales de un PCA¹⁶ entre ellos. Se considerarán los derechos de agua consuntivos y las cuencas muy intervenidas¹⁷ se descartarán del análisis de impacto después de evaluar la posibilidad de reconstruir el caudal natural con información de operación y acumulación de embalses. A continuación, con las muestras de caudales, se realizará un ajuste de distribuciones de probabilidad con el objeto de encontrar los caudales de la cuenca asociados a diversos períodos de retorno (e.g 10, 50, 100 años, etc). Estos valores de caudal se utilizarán para descomponer la muestra en un conjunto de eventos de crecida (por ejemplo en leves, medianas y grandes). Para cada evento de crecida se especificarán y agruparán mediante parámetros descriptivos como: caudal diario promedio, cuenca afectada, ocurrencia de ROS o no, precipitación máxima, área pluvial, área de influencia por ROS, derretimiento (diferencias negativas de SWE acumuladas en la cuenca), caudal peak, tiempo al caudal peak, volumen de escorrentía disponible, volumen de escorrentía directa, cobertura vegetal en el área de influencia, entre otros.

Finalmente para evaluar los impactos del calentamiento global se propone escoger una cuenca piloto, definida como aquella más sensible a los eventos (en número o impacto en caudales de crecida), en la cuál, a partir del tiempo restante en el proyecto, se aplicará alguno de los siguientes métodos: (i) mediante el modelo VIC, calibrado con los caudales históricos, se realizará una simulación con una serie de tiempo de temperatura histórica modificada

¹⁴Red de drenaje, altura, pendiente medias, etc.

¹⁵Integrated Vapor Transport. $IVT \propto \int_{1000hPa}^{100hPa} q(x, y, p, t) \vec{v}(x, y, p, t) dp$. Donde

¹⁶Principal Component Analysis

¹⁷Embalses o centrales hidroeléctricas

sintéticamente con una tendencia anual de 4°C en 100 años obteniéndose nuevos caudales y SWE. (ii) Reducción de escala y corrección de sesgos de alguno o varios GCM para la precipitación, temperatura y SWE¹⁸ mediante métodos estadísticos implementados en R como quantile mapping, quantile delta mapping o el método multivariado de Cannon (2018). Luego se repetirá el análisis de los caudales históricos para los caudales futuros determinados mediante modelos estadísticos calibrados con los registros históricos o bien con técnicas hidrológicas como el hidrograma unitario, formula racional, etc.

4. Planificación de Actividades

La estrategia descrita en la sección de metodología contiene varias decisiones que condicionan la factibilidad de cumplir todos los objetivos de manera exitosa. Teniendo esto en consideración, la figura 3 muestra la planificación temporal de las actividades en el formato de una carta Gantt, en donde ésta se diseñó considerando el cumplimiento de los objetivos en un plazo de 5 meses para el escenario más ambicioso y desfavorable. Esta situación se definió como aquella en donde es infactible utilizar el reanálisis ERA5-Land, los caudales de estaciones fluviométricas son de mala calidad siendo necesario reconstruir las series de tiempo y el análisis de tendencias por calentamiento global se realiza de la manera más compleja/desafiante, es decir, mediante modelación.

Con el fin de completar el proyecto de tesis de manera exitosa en los plazos estipulados, se establece la semana del 25 de octubre como un plazo límite para realizar una replanificación en función de los objetivos completados hasta la fecha. En caso de que el ritmo de avance sea lo suficientemente lento como para comprometer el cierre de los objetivos, se propone abandonar el objetivo 4 o 5 y replanificar para concentrar el análisis únicamente al período histórico.

¹⁸Calculado por algunos modelos.

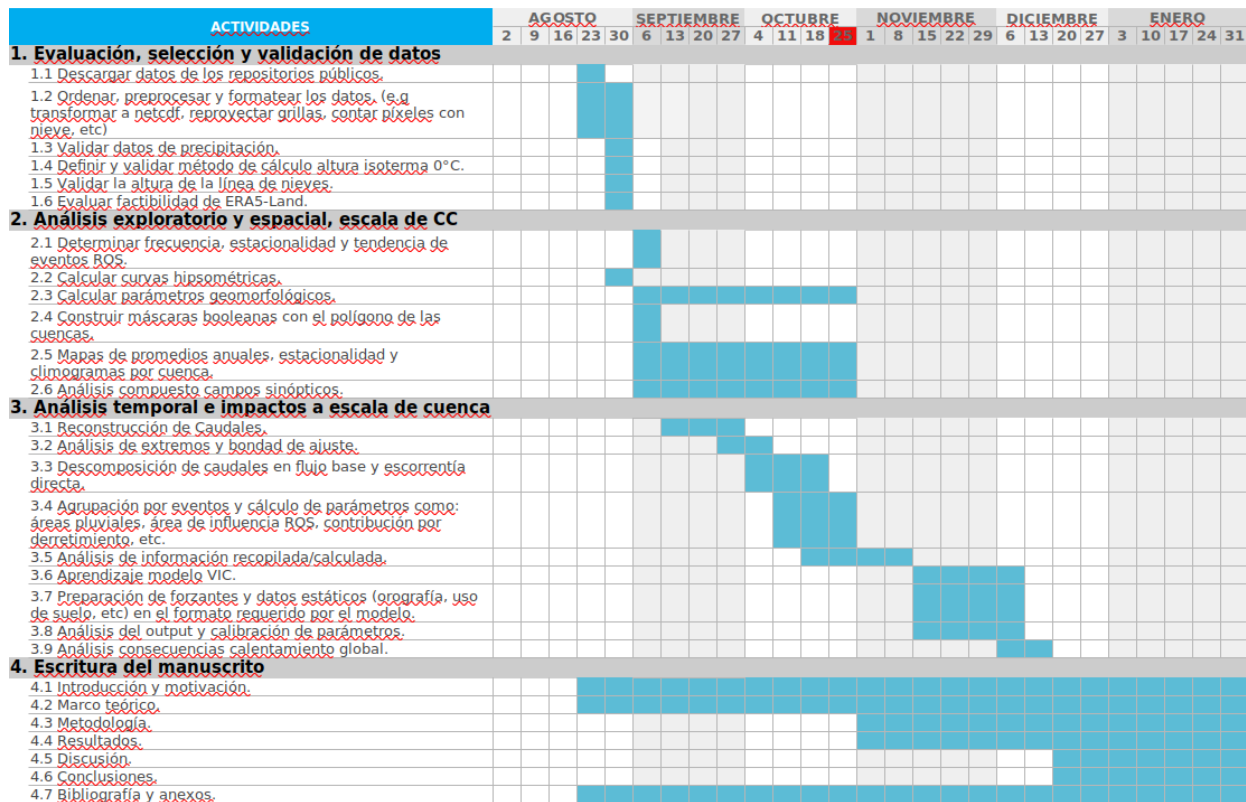


Figura 3: Carta Gantt con la planificación temporal de las actividades. La celda en rojo indica el plazo límite para la definir la replanificación final.

Referencias

- Alvarez-Garretón, C., Pablo Boisier, J., Garreaud, R., Seibert, J., and Vis, M. (2021). Progressive water deficits during multiyear droughts in basins with long hydrological memory in Chile. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(1):429–446.
- Amante, C. and Eakins, B. W. (2009). Etopo1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis.
- Barrett, B. S., Garreaud, R. D., and Falvey, M. (2009). Effect of the Andes Cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. *Monthly Weather Review*, 137(9):3092–3109.
- Beniston, M. and Stoffel, M. (2016). Rain-on-snow events, floods and climate change in the Alps: Events may increase with warming up to 4 °C and decrease thereafter. *Science of the Total Environment*, 571(May 1999):228–236.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., and Rondanelli, R. (2018). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. *Eguga*, 20(Vic):19739.
- Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., and Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1):413–421.
- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J. P., and Valdivieso, J. (2017). Climate change impacts on hydroclimatic regimes and extremes over Andean basins in central Chile. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, (January):1–29.
- Cannon, A. J. (2018). Multivariate quantile mapping bias correction: an n-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables. *Climate dynamics*, 50(1):31–49.
- Cara Ramírez, L. J. (2018). Desarrollo de una plataforma web para el procesamiento digital de imágenes satelitales enfocada al estudio del hidroclima. *Universidad Nacional de Córdoba*, (Tesis para obtener el grado de Magíster en aplicaciones de información espacial).
- Corripio, J. G. and López-Moreno, J. I. (2017). Analysis and predictability of the hydrological response of mountain catchments to heavy rain on snow events: A case study in the Spanish Pyrenees. *Hydrology*, 4(2).
- Cortés, G. and Margulis, S. (2017). Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophysical Research Letters*, 44(13):6859–6867.
- Coumerme, D. (2021). Caracterización De Eventos Meteorológicos Extremos En La Parte Alta Del Río Maipo, Chile: Efecto De Eventos De Lluvia Sobre Nieve Y Proyecciones Por Cambio Climático.

-
- DeGraff, J. V., McKEAN, J., Watanabe, P. E., and McCaffery, W. (1984). Landslide activity and groundwater conditions: insights from a road in the central sierra nevada, california. *Transportation Research Record*, 965:32–37.
- DeWalle, D. R. and Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- Falvey, M. and Garreaud, R. (2007). Wintertime precipitation episodes in Central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8(2):171–193.
- Fernández, B. and Gironás, J. (2021). *Water Resources of Chile*, volume 8.
- Garreaud, R. (1992). Impacto de la variabilidad de la linea de nieve en crecidas invernales en cuencas Pluvio-Nivales de Chile Central.
- Garreaud, R. (2013). Warm winter storms in central chile. *Journal of Hydrometeorology*, 14(5):1515–1534.
- Garvelmann, J., Pohl, S., and Weiler, M. (2015). Spatio-temporal controls of snowmelt and runoff generation during rain-on-snow events in a mid-latitude mountain catchment. *Hydrological Processes*, 29(17):3649–3664.
- Harr, R. D. (1981). Some characteristics and consequences of snowmelt during rainfall in western Oregon. *Journal of Hydrology*, 53(3-4):277–304.
- Li, D., Lettenmaier, D. P., Margulis, S. A., and Andreadis, K. (2019). The Role of Rain-on-Snow in Flooding Over the Conterminous United States. *Water Resources Research*, 55(11):8492–8513.
- Mardones, P. and Garreaud, R. D. (2020). Future changes in the free tropospheric freezing level and rain-snow limit: The case of central Chile. *Atmosphere*, 11(11):1–16.
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D., and Link, T. (1998). The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, 12(10-11):1569–1587.
- Mazurkiewicz, A. B., Callery, D. G., and McDonnell, J. J. (2008). Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment. *Journal of Hydrology*, 354(1-4):1–14.
- McCabe, G. J., Clark, M. P., and Hay, L. E. (2007). Rain-on-snow events in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(3):319–328.
- Minder, J. R., Durran, D. R., and Roe, G. H. (2011). Mesoscale controls on the mountainside snow line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(9):2107–2127.
- MOP (1995). *Ministerio de obras públicas: Manual de calculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica. DGA: Santiago, Chile.*

-
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N., Zsoter, E., Buontempo, C., and Thépaut, J.-N. (2021). ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data Discussions*, (March):1–50.
- Musselman, K. N., Lehner, F., Ikeda, K., Clark, M. P., Prein, A. F., Liu, C., Barlage, M., and Rasmussen, R. (2018). Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. *Nature Climate Change*, 8(9):808–812.
- Nicholas, W., Jessica, L., and Clark, M. (2015). Modeling the influence of hypsometry, vegetation, and storm energy on snowmelt contributions to basins during rain-on-snow floods. *Water Resources Research*.
- Pomeroy, J. W., Stewart, R. E., and Whitfield, P. H. (2016). The 2013 flood event in the south saskatchewan and elk river basins: Causes, assessment and damages. *Canadian Water Resources Journal/Revue Canadienne Des Ressources Hydriques*, 41(1-2):105–117.
- Singh, P., Spitzbart, G., Hübl, H., and Weinmeister, H. W. (1997). Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: A field study. *Journal of Hydrology*, 202(1-4):1–20.
- Stimberis, J. and Rubin, C. M. (2011). Glide avalanche response to an extreme rain-on-snow event, snoqualmie pass, washington, usa. *Journal of Glaciology*, 57(203):468–474.
- Sui, J. and Koehler, G. (2001). Rain-on-snow induced flood events in southern Germany. *Journal of Hydrology*, 252(1-4):205–220.
- Surfleet, C. G. and Tullos, D. (2013). Variability in effect of climate change on rain-on-snow peak flow events in a temperate climate. *Journal of Hydrology*, 479:24–34.
- Swanston, D. N. (1974). *Slope stability problems associated with timber harvesting in mountainous regions of the western United States*, volume 21. Pacific Northwest Research Station, US Department of Agriculture, Forest Service.
- Valenzuela, R. A. and Garreaud, R. D. (2019). Extreme daily rainfall in central-southern Chile and its relationship with low-level horizontal water vapor fluxes. *Journal of Hydrometeorology*, 20(9):1829–1850.
- Viale, M. and Garreaud, R. (2015). Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitation. *Nature*, 175(4449):238.
- Viale, M. and Nuñez, M. N. (2011). Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical central Andes and associated synoptic and regional characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 12(4):481–507.
- Waananen, A. O., Harris, D. D., and Williams, R. C. (1970). *Floods of December 1964 and January 1965 in the Far Western States*. US Government Printing Office.

Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H. J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G. S., Radke, J. D., and Gong, P. (2016). Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment*, 183:170–185.