



Universidad Nacional de Río Negro
Doctorado de la Universidad Nacional de Río Negro
mención Ciencias de la Tierra

**CARACTERIZACIÓN DE LAS AMENAZAS GEO-CLIMÁTICAS EN LOS ANDES
CENTRALES Y SEMI-ÁRIDOS DE CHILE Y ARGENTINA (30-33 °S)**

(Tesis presentada para la obtención del grado de Doctor de la Universidad Nacional de Río Negro)

Directora: Doctora Stella Maris Moreiras

Co-director: Doctor Diego Christian Araneo

Tesista: Licenciado Iván Pablo Vergara Dal Pont

2020

Dedicatoria

Esta tesis se dedica a todos los que fallecieron o se vieron afectados por amenazas geo-climáticas en los Andes Centrales y Semi-Áridos de Chile y Argentina (30-33 °S).

Agradecimientos

A mis directores Stella y Diego por haberme enseñado con tanta paciencia acerca de la temática y haberme ayudado a realizar la tesis.

A mi familia por apoyarme en mis estudios.

A mi novia Fernanda por el apoyo y paciencia.

A Stella, Diego, Rene y Fernanda por haberme permitido investigar la amenaza geo-climática de los Andes Centrales y Semi-Áridos junto a ellos.

A mis compañeras de oficina Ceci, Mili y Juli por haberme ayudado y aconsejado en mis primeros años de doctorado.

Al jurado de la Tesis, Francisco, Yanina y Juan por haberme ayudado a mejorar la tesis sustancialmente por medio de sus correcciones.

A la Universidad de los estudios de Padova y la Universidad Nacional de Río Negro por haberme formado como profesional.

Al CONICET por haberme apoyado económicamente en mi formación académica.

ÍNDICE

Resumen.....	5
Abstract.....	8
Capítulo 1: Introducción General.....	11
Capítulo 2: Determinación de probabilidades para el desencadenamiento de flujos de alta descarga en la Cuenca media del Río Elqui, Chile.....	45
Capítulo 3: Flujos de detritos desencadenados por fusión de nieve estacional y hielo dentro de la capa activa en los Andes Semi-Áridos	65
Capítulo 4: Caracterización y tendencias de las amenazas geo-climáticas en los Andes Centrales Orientales.....	92
Capítulo 5: Conclusiones generales y lineamientos futuros	129
Bibliografía	137

Resumen

Los eventos geo-climáticos extremos constituyen una amenaza importante en los Andes Centrales y Semi-Áridos de Argentina y Chile, generando situaciones de riesgo para los asentamientos humanos, cuya concreción en desastres causa frecuentemente víctimas fatales e importantes pérdidas económicas. Debido a esta situación se trabajó en los aspectos que se consideraron más urgentes para la cuantificación de su amenaza actual y futura. A causa de la escasez de información meteorológica como del registro de eventos geo-climáticos extremos, estas temáticas fueron desarrolladas en zonas de la región donde la información de base requerida se densifica y las probabilidades de hallar resultados novedosos es mayor.

En primer lugar, se determinaron para la cuenca media del Río Elqui (Chile) las probabilidades para el desencadenamiento de flujos hiper-concentrados así como también para flujos de detritos y de barro. El objetivo se logró mediante la recolección, para un período de 14 años, de los eventos de precipitación que desencadenaron flujos de alta descarga, así como también de los eventos de precipitación mayores que no desencadenaron estos procesos. Para cada uno de estos eventos, se recolectaron datos de precipitación máxima en una hora, temperatura (utilizada como indicadora de la altitud de la isoterma 0 °C) y precipitación antecedente de 1, 5 y 10 días desde tres estaciones meteorológicas. Inicialmente, se ajustó un modelo de regresión logística ordinal para cada precipitación antecedente, pero todos se descartaron debido a la baja significancia de estas variables en la generación de los modelos. Este resultado permitió hipotetizar que los flujos de alta descarga de la zona se desencadenarían por arrastre en el canal y fallamiento superficial, y no por superficies de falla profundas. Posteriormente se realizó un nuevo modelo con las variables restantes, precipitación máxima y temperatura, el cual fue validado estadísticamente. A partir de este modelo, se consideró prudente emplear como umbrales para el desencadenamiento de flujos hiper-concentrados, y flujos de detritos y de barro, sus respectivas probabilidades del 50 %. Para estos umbrales, el modelo tuvo una eficiencia en la predicción de flujos de alta descarga del 90 %. Finalmente, se calcularon los coeficientes de correlación parcial de cada variable predictiva del modelo final con respecto a la dependiente, estableciendo que la temperatura tiene mayor influencia que la precipitación máxima en una hora.

A través de la microcuenca Difunta Correa, representativa del área periglacial de los Andes Semi-Áridos, se investigaron las características termo-radiativas, las posibles fuentes de agua y la frecuencia actual y futura de los flujos de detritos desencadenados por derretimiento rápido de nieve estacional y/o hielo somero de la capa activa. Se recopiló información sobre tres *clusters* temporales de flujos de detritos durante los cuales no se produjeron lluvias ni sismos grandes. Se analizaron las condiciones termo-radiativas de cada *cluster* a través de estaciones cercanas que cubren todo el rango altitudinal de la microcuenca. Se calcularon las coberturas de nieve usando las imágenes satelitales más cercanas al inicio y final de cada *cluster*, a fin de evaluar la contribución de la nieve derretida para cada uno. Finalmente se evaluó la frecuencia de los flujos de detritos gatillados por fusión para lo que resta del siglo XXI, mediante el cálculo de las tendencias de las variables climáticas que los controlan. Los resultados indican que los flujos de detritos presentan varios patrones, tales como: retraso de algunas horas entre las horas diarias más cálidas y sus desencadenamientos, ocurrencia en *clusters* de tres a cinco días a principios del verano, y un aumento acelerado de la temperatura durante los días previos al inicio de los *clusters*. Además, se infirió que el agua de los flujos de detritos puede provenir de la capa de nieve como del hielo somero dentro de la capa activa. Por último, se espera un aumento de la frecuencia de estos flujos de detritos debido a la tendencia positiva de la temperatura máxima del trimestre más cálido y la alta variabilidad interanual de la precipitación. Sin embargo, a este aumento le podría seguir una disminución debido a las tendencias negativas y positivas de la precipitación y la temperatura media anual, respectivamente.

Por último, se analizó información meteorológica y ubicaciones y fechas de 569 movimientos en masa y avalanchas de nieve, a fin avanzar en la detección y comprensión de cambios temporales en los eventos geo-climáticos extremos de los Andes Centrales Orientales. Inicialmente se realizó una caracterización, que permitió dividir los eventos geo-climáticos extremos en zonas y temporadas con diferentes climas. Luego se calcularon las tendencias de las frecuencias de los eventos geo-climáticos extremos tomando precauciones por su monitoreo no-sistemático (selección del tipo de serie, año de inicio y tipo de tendencia efectuada). Las series resultaron estacionarias o presentaron tendencias positivas bajas. Los cambios positivos se relacionaron con cambios en la precipitación, ya que ambas variables presentaron correlaciones significativas, y mayores aumentos en el sector de dominancia climática Atlántica que en el de dominancia Pacífica. A partir de estas tendencias se determinó que el importante aumento en el registro de

eventos geo-climáticos extremos gatillados por precipitación desde la segunda mitad del siglo XX se debió principalmente a aumentos del monitoreo. Además, a partir del estudio se determinó que a pesar del calentamiento que experimenta la región, la disminución de los eventos geo-climáticos extremos desencadenados por nevadas desde fines de la década 1990 se debió únicamente a una reducción en la precipitación. La temperatura no tuvo injerencia ya que el calentamiento invernal ocurrió en los días sin precipitación; en los días con precipitación suele ingresar una masa de aire oceánica la cual no experimentó tendencias térmicas significativas desde al menos 1974.

A partir de los resultados y las conclusiones obtenidos a lo largo de la Tesis se dedujo que si bien la relación entre la actividad geo-climática extrema y el clima es clara, esta varía considerablemente dependiendo del tipo de movimiento en masa o avalancha de nieve, del tipo de factor causal desencadenante, del clima y de las propiedades del terreno. La comprensión de esta relación en su totalidad implica entender la interacción entre la dinámica atmosférica y las propiedades geotécnicas, físicas y morfométricas del terreno, por lo que puede considerarse un estudio multidisciplinario.

PALABRAS CLAVE: Amenazas geo-climáticas; Umbrales meteorológicos; Regresión logística ordinal; Frecuencia de flujos de detritos; Capa activa; Flujos de detritos por fusión de nieve; Cambio climático; Andes Centrales; Andes Semi-Áridos

Abstract

The extreme geo-climatic events constitute an important hazard in the Central and Semi-Arid Andes of Argentina and Chile, assiduously generating fatalities and significant economic losses. Due to this situation, it was worked on the aspects that were considered more urgent for the quantification of their current and future hazard. Due to the scarcity of meteorological information and recorded extreme geo-climatic events, these topics were developed in areas of the region where the necessary base information is densified and therefore the probability of finding novel results is greater.

First, the probabilities for the triggering of hyper-concentrated flows, and debris and mud flows in the middle basin of the Elqui River (Chile) were determined. The objective was achieved collecting, for a period of fourteen years, the precipitation events generating high-discharge flows, as well as the larger precipitation events that did not generate this process. For each of these events, data of peak one-hour storm precipitation, temperature (representing the zero-isotherm altitude) and antecedent precipitation of one, five and ten days were collected from three meteorological stations. Initially, an ordinal logistic regression model for each antecedent precipitation was fitted, but all were discarded due to the low significance of these variables in the generation of the models. This result allowed to hypothesize that the high discharge flows of the region would be triggered by in-channel entrainment and shallow failure planes, and not by deep failure planes. Subsequently a new model with the remaining variables, peak precipitation and temperature, was performed, which was statistically validated. From this, it was considered prudent to take as thresholds for the occurrence of hyper-concentrated flows, and debris and mud flows, their respective probabilities of 50 %. For these thresholds, the model had an efficiency in the prediction of high-discharge flows of 90 %. Finally, the partial correlation coefficients of each predictor variable of the final model with respect to the dependent were calculated, establishing that the temperature has greater influence than the peak one-hour storm precipitation.

Through the Difunta Correa watershed, representative of periglacial area of the Semi-Arid Andes, were investigated the thermo-radiative characteristics, the possible water sources, and the current and future frequency of debris flows triggered from rapid melt of seasonal snow, and / or ice within the active layer. Information was collected on three temporal clusters of debris flows

during which no rains and major earthquakes occurred. The thermo-radiative conditions of each cluster were analysed through nearby stations that cover the entire watershed altitudinal range. Snow covers were calculated using the closest satellite images before and after each cluster in order to evaluate the snowmelt contribution for each. The frequency of melting-driven debris flows, for the remainder of the 21st century was evaluated by calculating the trends of climatic variables that control them. The results indicate that debris flows present several patterns such as: lag of some hours between the warmest daily hours and their triggering, occurrence in clusters of three to five days during the early summer, and accelerated increase of temperature during the previous days to the clusters beginnings. In addition, it was inferred that the water of debris flows can come from the melt of seasonal snow as well as of shallow ice within the active layer. Lastly, due to the positive trend of the maximum temperature of warmer trimester and the high inter-annual variability of precipitation, a frequency increase is expected, followed by a possible decrease due to the negative and positive trends of precipitation and mean annual temperature, respectively.

Finally, meteorological information and locations and dates of 569 landslides and snow avalanches were analysed, in order to advance in the detection and compression of temporary changes in the extreme geo-climatic events of the Eastern Central Andes. Initially, a characterization was carried out, that allowed to divide the extreme geo-climatic events in zones and seasons with different climates. Then, the trends of these events were calculated taking precautions for their non-systematic monitoring (selection of the series type, year of beginning and type of trend made). The frequencies of the extreme geo-climatic events triggered by precipitation for the different zones and seasons of the annual cycle were stationary or presented low positive trends. The positive changes were related to changes in precipitation, since both variables showed significant correlations, and greater increases in the Atlantic climate dominance sector than in the Pacific dominance. From these trends it was known that the increase in the record of extreme geo-climatic events triggered by precipitation since the second half of the 20th century was mainly due to increases in monitoring. In addition, from the study it was deduced that despite the warming that the region suffers, the decrease in the extreme geo-climatic events triggered by snowfall since the end of the 1990s was due solely to a reduction in precipitation. This is because the winter warming occurred exclusively on the days without precipitation; on days with precipitation an oceanic air mass usually enters which has not had significant thermal changes since at least 1974.

Based on the results and conclusions obtained throughout the Thesis, it was deduced that although the relationship between the extreme geo-climatic activity and the climate is clear, it varies considerably depending on the type of landslide or snow avalanche, the type of triggering causal factor, the climate and the land properties. Understanding this relationship in its entirety implies knowing the interaction between atmospheric dynamics and the geotechnical, physical and morphometric properties of the terrain, so it can be considered a multidisciplinary study.

KEYWORDS: Geo-climatic hazards; Meteorological thresholds; Ordinal logistic regression; Debris flows frequency; Active layer; Debris flows by snowmelt; Climate change; Central Andes; Semi-Arid Andes

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN GENERAL



Rotura de puente de la Ruta Nacional 7 (Mendoza) a causa de un flujo de detritos ocurrido a las 18:00 del 01/02/2016 en la microcuenca Soltera. Fotografía extraída de diario Los Andes (2019)

ÍNDICE

1.1 Marco teórico	13
1.2 Área de estudio	22
1.2.1 <i>Contexto geológico y geográfico</i>	24
1.2.2 <i>Contexto climático</i>	28
1.2.2.1 <i>Tendencias y proyecciones a futuro</i>	29
1.3 Estado actual del conocimiento del tema	33
1.4 Planteamiento del problema y objetivos	36
1.5 División geográfica de los objetivos específicos	38
1.6 Descripción metodológica general	40
1.7 Organización de la Tesis de Doctorado	42
1.8 Publicación de la Tesis de Doctorado	44

1.1 Marco teórico

Las amenazas geo-climáticas son fenómenos naturales que ocurren por una combinación de factores atmosféricos (por ejemplo, precipitación, temperatura, viento, radiación) y del terreno (es decir, propiedades geológicas, geotécnicas y morfométricas). Esta clasificación agrupa movimientos en masa gatillados por situaciones específicas de tiempo atmosférico, avalanchas de nieve, fenómenos de origen glacial (*surges*, *GLOFs*, *IDLOFs*) y de origen fluvial (crecidas, erosiones laterales, avulsiones). Estos eventos geo-climáticos extremos configuran situaciones de riesgo para la presencia humana, actividades y obras de infraestructura en toda la Cordillera Andina Argentino-Chilena, y en especial para los Andes Centrales (32-35 °S) y Semi-Áridos (29-32 °S) en donde la vegetación es escasentamiada y la pendiente media y la tasa de erosión media son las más elevadas (Carretier *et al.*, 2013). En esta región los eventos geo-climáticos extremos (eventos geo-climáticos capaces de constituir una amenaza) causaron cuantiosas pérdidas económicas y humanas sea en la vertiente Atlántica (Argentina) como Pacífica (Chile; por ejemplo, Sepúlveda y Moreiras, 2013; Sepúlveda *et al.*, 2015, Moreiras *et al.*, 2018). Las pérdidas económicas suelen ser por obstrucción temporal de rutas, rotura de puentes, rutas y edificios, e interrupciones en el suministro de agua potable en las ciudades ubicadas aguas abajo.

En todo el planeta las víctimas fatales por movimientos en masa no-sísmicos (no gatillados por un sismo) fueron aproximadamente 55.997 para el periodo 2004-2016, los cuales se distribuyeron en 4.862 eventos (Froude y Petley, 2018; Figura 1.1). El 75 % de estos movimientos en masa no-sísmicos ocurrieron en Asia, aunque Sudamérica también presenta una gran cantidad (Froude y Petley, 2018). Estos autores argumentan que debido a que el conteo sistemático de víctimas fatales a escala global comenzó recién en el año 2004, aún no son confiables las tendencias de los movimientos en masa fatales ¹ gatillados por situaciones específicas de tiempo atmosférico. Otras investigaciones, en cambio, indican que el riesgo hidrometeorológico mundial aumentó en las últimas décadas debido al crecimiento de la población y al asentamiento humano en áreas marginales (Leroy, 2006).

¹ Por "fatales" se hace referencia a que causaron pérdida de vidas humanas.

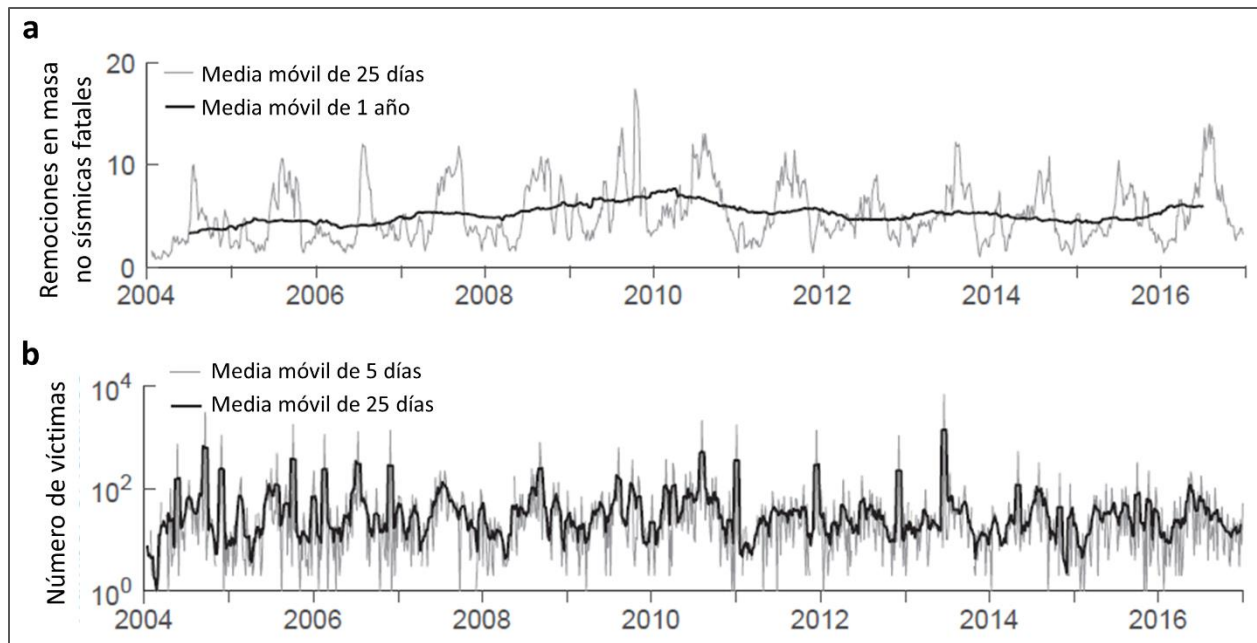


Figura 1.1. Series temporales de: (a) movimientos en masa no-sísmicos fatales en la Tierra y (b) número de víctimas fatales asociadas. Imagen modificada de Froude y Petley (2018).

Dentro de la gran gama de amenazas geo-climáticas, esta Tesis de Doctorado se centra en los movimientos en masa gatillados por situaciones específicas de tiempo atmosférico y en las avalanchas de nieve.

Las avalanchas de nieve son rápidos desplazamientos de una masa de nieve por una pendiente, provocados por una ruptura de equilibrio del manto nívico. Las avalanchas de nieve pueden deberse a tres causas principales: (a) sobrecarga repentina debido a nevadas (avalanchas de nieve de acción directa); (b) debilidades estructurales en la capa de nieve (avalanchas de nieve de acción retardada) y (c) pérdida de cohesión en la capa de nieve, a menudo debido a derretimiento (avalanchas de nieve húmedas; Luckman, 1977). Estas causas producen dos períodos típicos de actividad de avalanchas de nieve: una fase invernal dominada por avalanchas de nieve de acción directa o retardada, y una fase primaveral o estival en donde las avalanchas de nieve están asociadas con el deshielo estacional de la capa de nieve (Luckman, 1977).

Los movimientos en masa (*landslides* en inglés) se subdividen según el tipo de material sólido involucrado y el tipo de movimiento (Varnes, 1978; Figura 1.2). El tipo de material sólido se divide en roca y suelo. El suelo se subdivide a su vez en detritos si tiene más del 20 % del material mayor

que la arena (2 mm) y tierra en caso contrario. Esta clasificación fue actualizada por Hungr *et al.* (2014), trabajo en donde se realizan modificaciones en la definición de los materiales formadores de los movimientos en masa, para proporcionar compatibilidad con la terminología actual geotécnica y geológica de las rocas y suelos. Además, esta investigación realiza modificaciones menores del sistema de clasificación, a partir de los desarrollos recientes de la ciencia de los movimientos en masa.

Los tipos de movimientos posibles según Varnes (1978) son ²:

Caídas (*falls*): Las masas se separan de una pared empinada a lo largo de superficies con poco o ningún desplazamiento de corte (por ejemplo, diaclasas o fisuras), y descienden principalmente a través del aire por caída libre, rebote o rodando. Dentro de este tipo, los movimientos en masa más comunes son las caídas de roca o derrumbes, y las caídas de detritos o desplomes.

Vuelcos (*topples*): Movimientos de rocas, detritos o masas de tierra por rotación hacia adelante alrededor de un punto de pivote.

Deslizamientos (*slides*): Las masas se deslizan hacia afuera y hacia abajo en una o más superficies de falla o de ruptura cóncavas hacia arriba (deslizamientos rotacionales) o planas más o menos paralelas a la pendiente (deslizamientos traslacionales).

Propagaciones laterales (*spreads*): Fracturación y extensión lateral de masas de roca coherente o suelo, debido al flujo plástico o la licuefacción del material subyacente.

Flujos (*flows*): Movimientos, de lentos a extremadamente rápidos, de materiales saturados o secos y plásticos o no-plásticos (granulares) que avanzan fluyendo como un fluido viscoso, generalmente después de un movimiento en masa inicial. Algunos flujos pueden estar limitados por superficies de cizallamiento basales y marginales, pero el movimiento dominante del material desplazado es por flujo.

Complejos (*complex*): Uno de los principales tipos de movimiento seguido de dos o más de los otros tipos principales de movimiento. Aquí también se incluye la gradación de un tipo de flujo en su trayecto por la modificación de la proporción agua-material sólido.

² Se describe la clasificación de Varnes (1978) en vez que la actualizada de Hungr *et al.* (2014) debido a su semejanza, pero mayor sencillez y más fácil descripción de la primera.

MATERIAL		ROCA	DETRITOS	TIERRA O LODO
MOVIMIENTO				
CAÍDAS		<p>Caída de roca</p>	<p>Caída de detrito</p> <p>guijarros</p> <p>cono de detritos</p>	<p>Caída de tierra</p> <p>coluvio</p> <p>cono de detritos</p>
	VUELCOS	<p>Volcamiento de roca</p>	<p>Volcamiento de detritos</p> <p>cono de detritos</p>	<p>Volcamiento de tierra</p> <p>fracturas</p> <p>cono de detritos</p>
DESPLAZAMIENTOS	Rotacionales	<p>Deslizamiento rotacional simple</p>	<p>Deslizamiento rotacional múltiple</p> <p>corona</p> <p>cabeza</p> <p>escarpe menor</p>	<p>Deslizamientos rotacionales sucesivos</p>
	Traslacionales	<p>Deslizamiento de roca</p>	<p>Deslizamiento de detritos</p>	<p>Deslizamiento de suelo</p>
PROPAGACIONES LATERALES	<p>cobertura de roca</p> <p>estructura sub-horizontal</p> <p>quebradas</p> <p>adelgazamiento de estratos</p> <p>limolita arcillosa</p> <p>plano de despegue substratocompetente</p>		<p>Levantamiento del valle</p>	<p>Propagación de suelo</p>
FLUJOS	<p>Soliflujión (Flujo de detrito periglacial)</p>	<p>Flujo de detritos</p>	<p>Flujo de barro</p>	
COMPLEJOS	<p>p. ej: Deslizamiento de suelo con detritos de caída de roca</p>		<p>p. ej: Deslizamiento rotacional-traslacional compuesto, graduando a flujo de tierra al pie</p>	

Figura 1.2. Tipos de movimientos en masa dependiendo del material involucrado y el movimiento. Imagen modificada del Servicio Geológico Británico (2018).

Además de la división por tipo de movimiento y tipo de material involucrado, Cruden y Varnes (1996) realizan una clasificación por la velocidad del movimiento en masa (Tabla 1.1). Si bien en general los diferentes tipos de movimientos en masa pueden presentar velocidades muy variadas (Tabla 1.1), usualmente los tipos Caídas, Vuelcos, Propagaciones laterales y Flujos alcanzan una velocidad extremadamente rápida (Hungry *et al.*, 2014). En cambio, el tipo Deslizamientos usualmente presenta velocidades desde extremadamente lenta o muy rápida (Hungry *et al.*, 2014).

Tabla 1.1. Clases de velocidad de los movimientos en masa sugerida por Cruden y Varnes (1996).

Clase	Descripción	Velocidad	Cinemática (tipo de movimiento)				
			Caída	Vuelco	Deslizamiento	Flujo	Propagación
7	extremadamente rápida		■	■	■	■	■
6	muy rápida	5x10 ³ mm/s 5 m/s					
5	rápida	5x10 ¹ mm/s 3 m/min					
4	moderada	5x10 ⁻¹ mm/s 1.8 m/h					
3	lenta	5x10 ⁻³ mm/s 158 m/a					
2	muy lenta	5x10 ⁻⁵ mm/s 1.6 m/a				■ Solifluxión	■ Otros flujos
1	extremadamente lenta	5x10 ⁻⁷ mm/s 16 mm/a					■

Tabla modificada de Zangerl *et al.* (2008).

La pendiente crítica para el desencadenamiento de los movimientos en masa depende del tipo de movimiento como del material y la litología involucrada (Tabla 1.2). Por ejemplo, la soliflucción suele ocurrir en pendientes de entre 3 y 20 °, mientras que las caídas o los vuelcos suelen desencadenarse en pendientes mayores a 45 °.

Tabla 1.2. Gradientes críticos típicos para la inestabilidad de laderas según el material o la litología predominante.

Litología o material dominante	Gradiente crítico (°)
Sedimento no-consolidado	10
Rocas calcáreas compactas	25
Rocas sedimentarias clásticas (areniscas, conglomerados)	15
Rocas sedimentarias plásticas (margas, arcillas)	10
Granitoides	25
Rocas metamórficas (esquistos, gneiss)	15
Rocas volcánicas	20

Tabla modificada de Zêzere *et al.* (2006).

Según Moreiras (2009) en los Andes Centrales Orientales los flujos de detritos (pertenecientes al tipo Flujos) son los movimientos en masa más abundantes. En ese trabajo se calculó, por medio de fotointerpretación y salidas a terreno, que el 79 % de las geoformas de movimientos en masa corresponden a este fenómeno. Incluso, el porcentaje de la frecuencia actual sería aún mayor si se considera que en aquella investigación se mapearon grandes movimientos en masa generados durante periodos de sismicidad y condiciones climáticas diferentes a las actuales, cuales avalanchas de rocas, movimientos en masa complejos y deslizamientos rotacionales y planares (por ejemplo, Espizúa, 2005; Fauqué *et al.*, 2009; Hermanns *et al.*, 2015; Moreiras *et al.*, 2015).

Centrándose en los flujos por su mayor frecuencia, la primera subdivisión que se puede hacer en esta categoría es por la proporción entre detritos y agua. Se les denomina flujos de detritos o de barro si presentan un porcentaje de volumen de sólidos mayor al 60 %, mientras que se los denomina flujos hiper-concentrados si contienen entre un 60 y un 20 % (Pierson, 2005; Hungr *et*

al., 2014). El límite se puede también fijar por el porcentaje de peso, siendo que los flujos de detritos o de barro presentan un porcentaje de peso de sólidos mayor al 80 %, mientras que los flujos hiper-concentrados contienen entre un 80 y un 40 %. En realidad, el límite es algo más complejo al depender del tamaño, química y densidad de los granos, los cuales son características que hacen variar la reología del flujo (Pierson, 2005; Figura 1.3). Mientras que los flujos de detritos y de barro tienen un caudal de punta (*peak discharge*) diez veces más grandes al de un flujo de agua típico, los flujos hiper-concentrados tienen un caudal de punta entre dos y tres veces mayor. Debido al mayor contenido de sólidos y las magnitudes de los caudales de punta, los flujos de detritos y de barro desarrollan fuerzas de impacto mayores y un daño potencial mayor a las estructuras (Pierson, 2005). Por otro lado, los flujos de detritos y de barro tienen un menor poder erosivo que los flujos hiper-concentrados, al encontrarse saturados de material sólido (Pierson, 2005). Otras diferencias radican en que los flujos hiper-concentrados pueden ocurrir en microcuencas de mayor tamaño, y sus depósitos se extienden más aguas abajo, en pendientes usualmente menores a 5 ° (Hungry *et al.*, 2014).

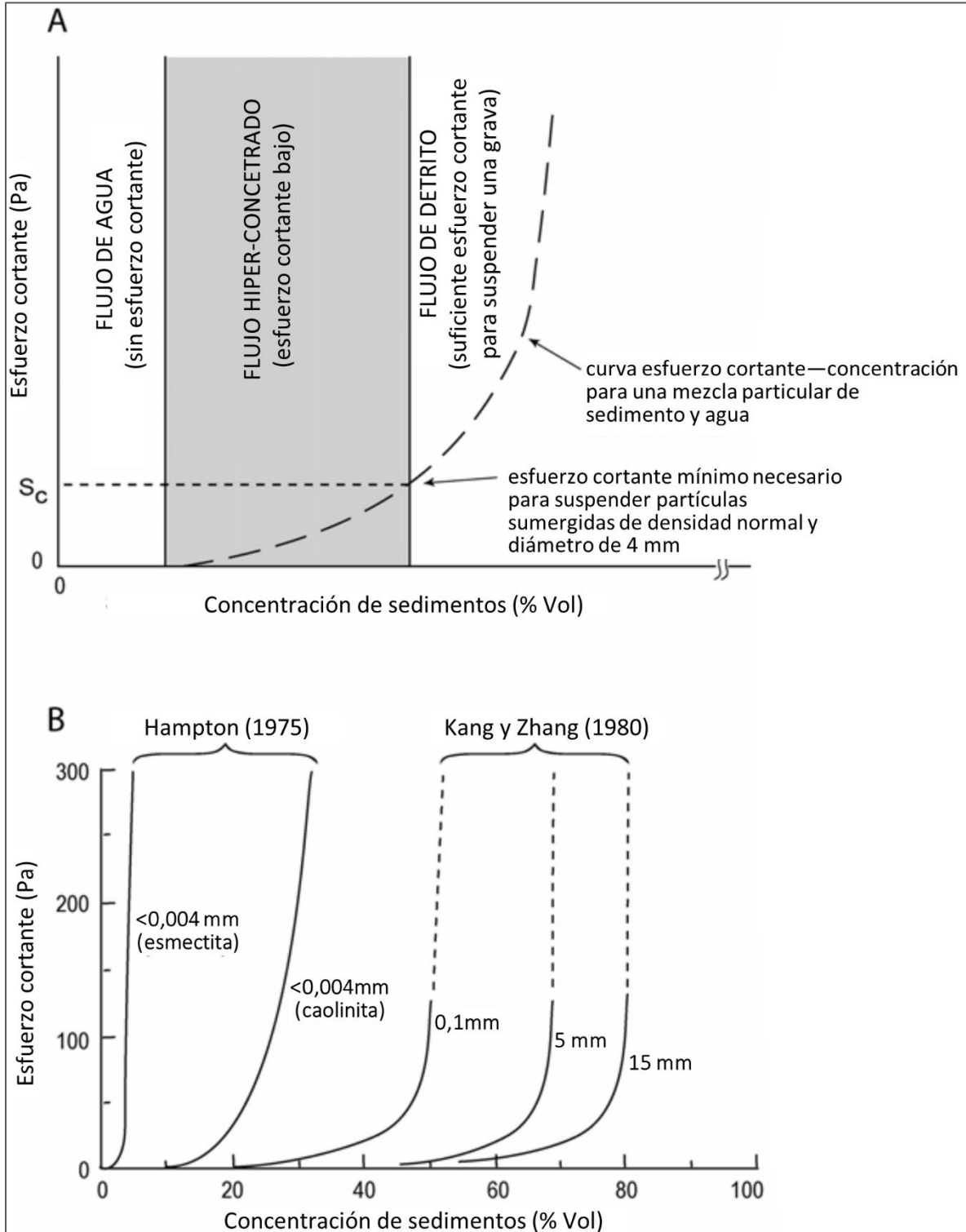


Figura 1.3. Curva entre el esfuerzo cortante y la concentración de sedimentos para: (a) una particular mezcla de sedimento y agua, y (b) diferentes granulometrías y tipos de sedimentos. Imagen modificada de Pierson (2005).

Es importante remarcar que un flujo de detritos o de barro puede evolucionar en un flujo hiper-concentrado. Con pendientes de entre 20 y 5 ° comienza la depositación del frente en modo de albardones o frentes abandonados, por lo que aguas abajo el flujo de detritos o de barro se puede convertir en un flujo hiper-concentrado. De esta manera, incluso los caudales de punta de un de flujo de detritos o de barro completamente desarrollados se convierten eventualmente en caudales de punta de flujos hiper-concentrados (Hungry *et al.*, 2014).

Los flujos con una concentración de volumen de sólidos mayor al 60 % se subdividen por la plasticidad del material. Si tienen un índice de plasticidad mayor a 5 % se les denomina flujos de barro o lodo (*mud flows*), mientras que en el caso contrario se les denomina flujos de detritos o de escombros (*debris flows*) (Hungry *et al.*, 2014; Figura 1.4). Los primeros contienen mayor cantidad de finos (arcillas, limos, arenas), drenan más lentamente y permanecen más tiempo en una condición líquida, lo que lleva a que tengan un recorrido más largo (Hungry *et al.*, 2014).

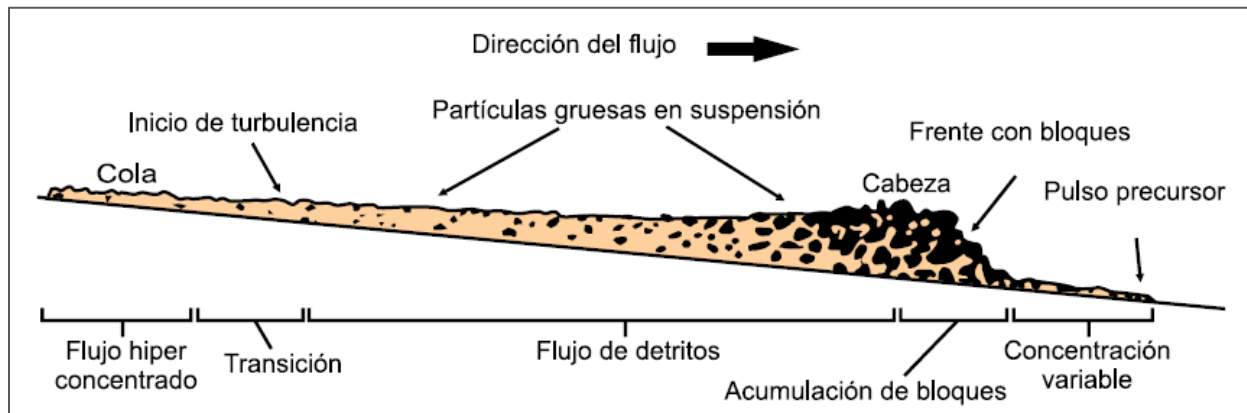


Figura 1.4. Sección longitudinal conceptual de un flujo de detritos en movimiento. Imagen extraída de Jaramillo *et al.* (2007).

Un tipo particular de flujos son aquellos no-canalizados a los cuales se los denomina avalanchas de detritos (Hungry *et al.*, 2014; Figura 1.5). Este tipo de movimiento en masa presenta un único pulso a diferencia de los flujos de detritos o de barro (flujos canalizados) que pueden presentar varios. Además, relacionado con la ausencia de canalización de estos movimientos, está el hecho de que pueden no estar saturados a diferencia de los flujos de detritos y de barro (Hungry *et al.*, 2014).

Los mecanismos desencadenantes de los flujos son:

Fallamiento traslacional o rotacional de pendientes saturadas o socavadas: la fuerza total de corte ejercida en una sección de la ladera excede su resistencia al corte (Mergili, 2008). Generalmente el esfuerzo cortante puede ser ejercido por la fuerza de peso ejercida por el suelo suprayacente, por eventos sísmicos o por fuerzas de filtración (Mergili, 2008). El fallamiento o plano de ruptura traslacional suele ser más somero que el rotacional.

Erosión del lecho y paredes de los canales (también conocido como arrastre en el canal): la fuerza de corte ejercida por la energía cinética del flujo excede la resistencia del tamaño de grano crítico movilizado (Mergili, 2008).

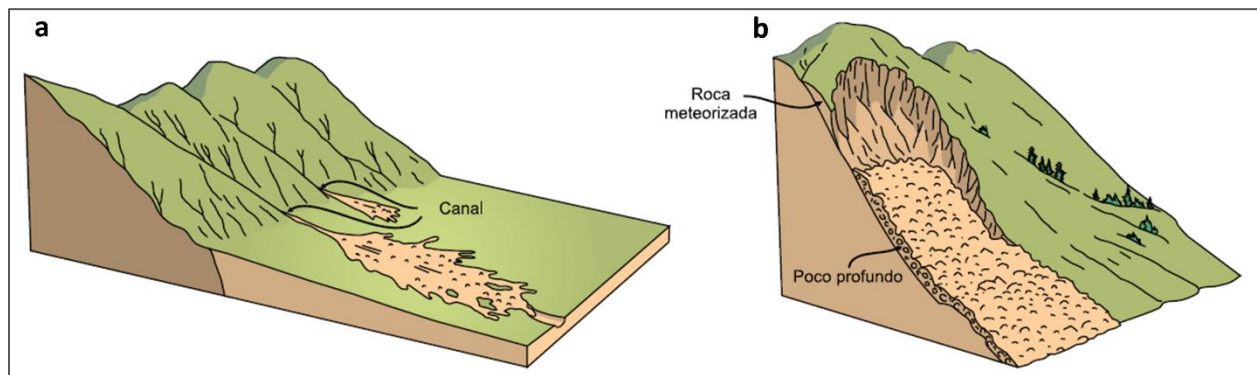


Figura 1.5. Imágenes conceptuales de flujos: (a) canalizados y (b) no-canalizados. Imagen extraída de Jaramillo *et al.* (2007).

1.2 Área de estudio

El área de estudio abarca la Cordillera de los Andes entre las latitudes 30 y 33 °S, incluyendo las áreas glaciológicas Andes Centrales y Andes Semi-Áridos (Figura 1.6). Sus altitudes van desde aproximadamente los 1.000 m s.n.m. a casi los 7.000, por lo que el clima como los procesos exógenos varían ampliamente con la altitud. A su vez, en su gran extensión el clima como las propiedades del terreno morfométricas y geotécnicas varían de modo considerable.

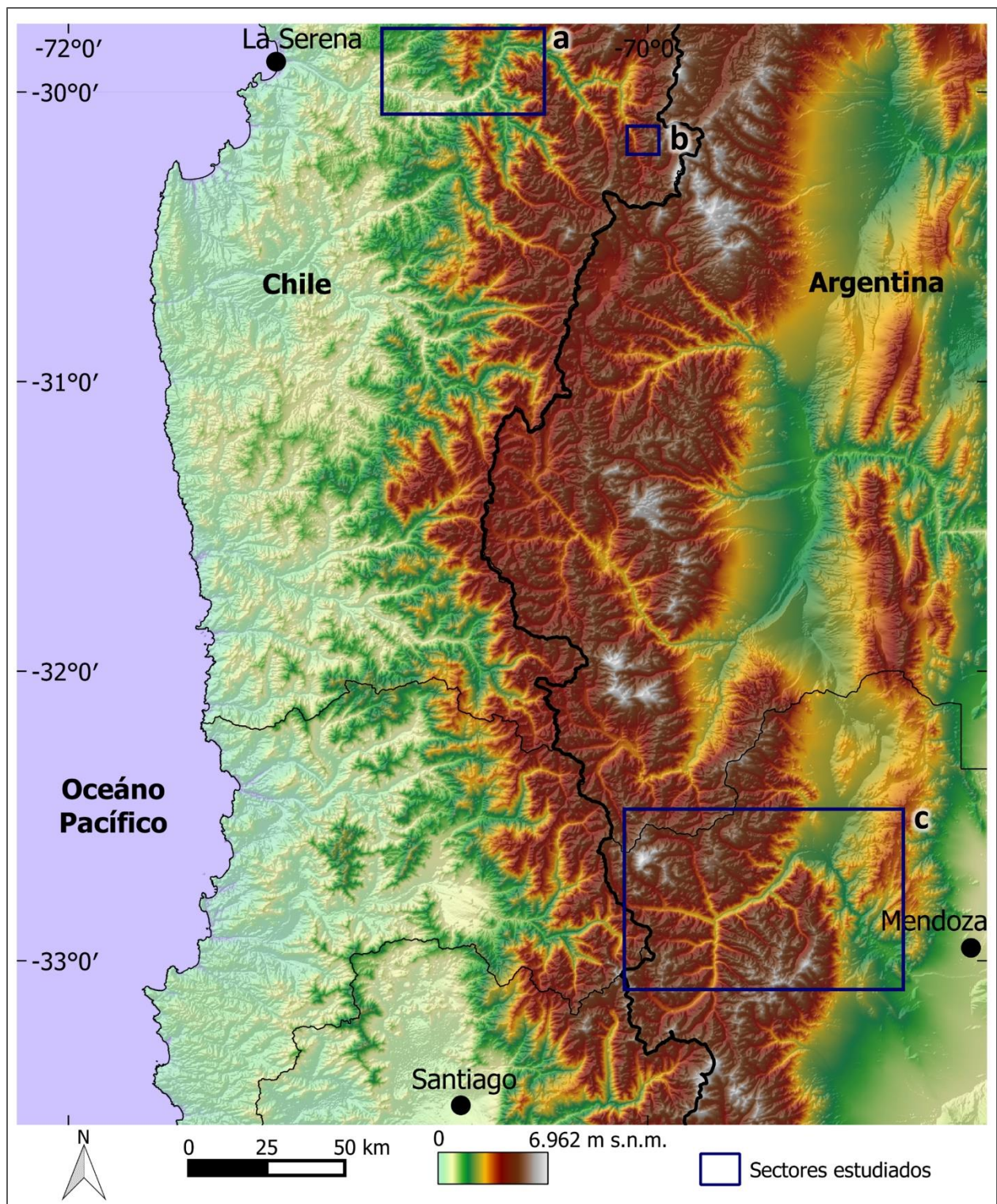


Figura 1.6. Mapa de altitudes de los Andes Centrales y Semi-Áridos entre las latitudes 30 y 33 °S, generado a partir del DEM *Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010*. Se mapean en azul los tres sectores estudiados: (A) Cuenca media del Río Elqui, (B) Cuenca alta del Río Elqui y (C) Cuenca media y alta del Río Mendoza.

1.2.1 *Contexto geológico y geográfico*

Desde un punto de vista geodinámico, el área estudiada se ubica en el segmento de la Loma plana Pampeana de los Andes (28-33 °S). En este segmento la Placa de Nazca subduce por debajo de la Placa Sudamericana con un ángulo de 5 a 10 ° debido a la colisión de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Barazangi y Isacks, 1976; Lossada *et al.*, 2018). Esta situación de ángulo de subducción anómalo respecto al normal (30 °) comenzó hace aproximadamente 12 Ma de años (Ramos y Folguera, 2009), y conlleva a que en la zona no haya volcanismo activo y exista no solo sismicidad de interplaca sino que también de intraplaca (Barazangi y Isacks, 1976).

El área de estudio comprende cinco unidades morfotectónicas, todas con elongación nortesur. Siguiendo un orden oeste-este estas son: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y la Precordillera (Figura 1.7; Lossada *et al.*, 2018). Sin embargo, los sectores donde se desarrollaron los análisis de esta Tesis Doctoral (descriptas a continuación) se encuentran en la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y la Precordillera. La Depresión Central y la Cordillera de la Costa presentan una menor actividad geo-climática extrema relativa debido a sus altitudes y pendientes reducidas.

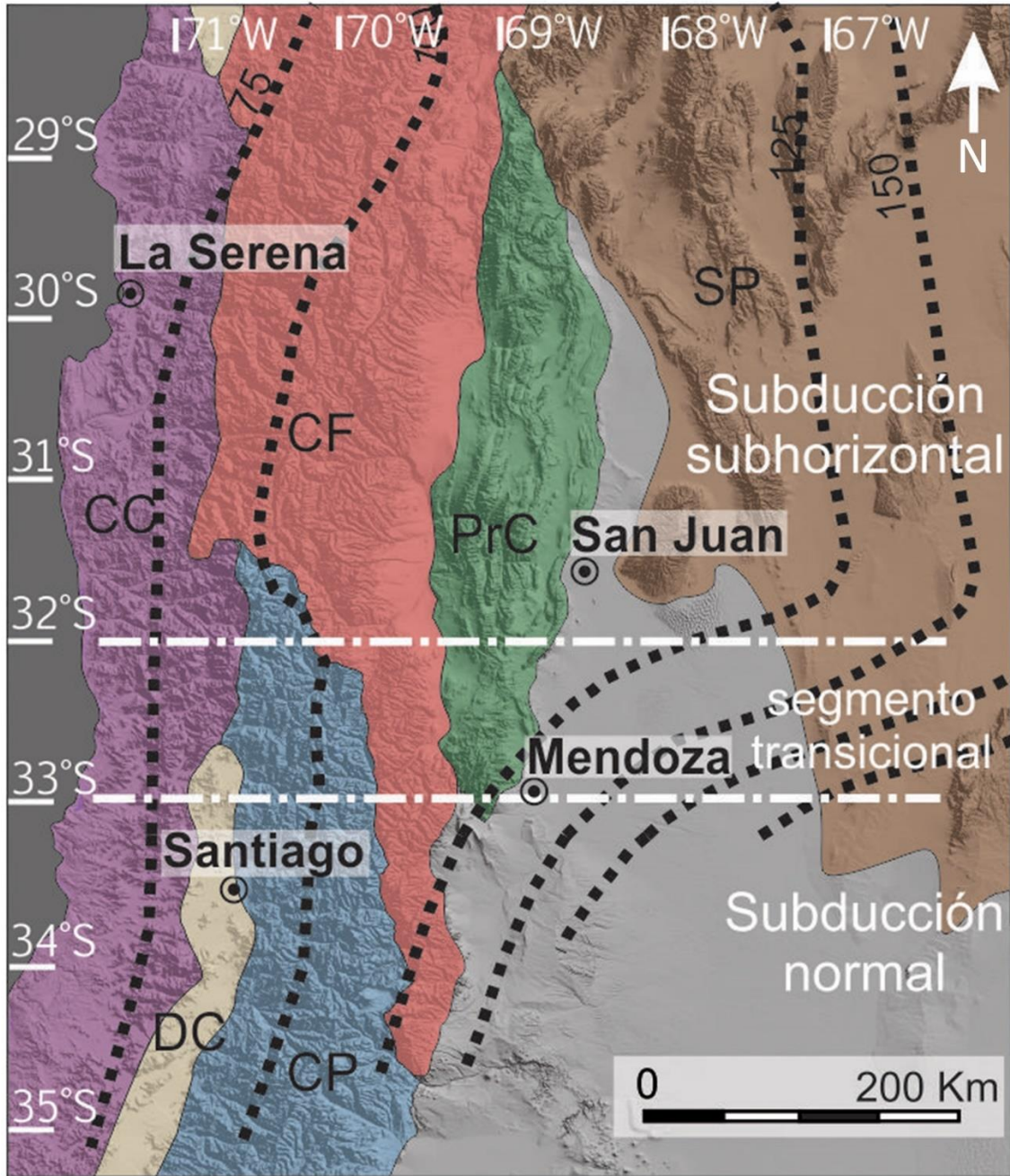


Figura 1.7. Mapa de las unidades morfotectónicas de los Andes Centrales y Semi-Áridos entre las latitudes 30 y 33 °S: (CC) Cordillera de la Costa, (DC) Depresión Central, (CP) Cordillera Principal, (CF) Cordillera Frontal y (PrC) Precordillera. Se indican las isolíneas de profundidad de la zona de Wadati-Benioff. Mapa modificado de Lossada *et al.* (2017).

La Cordillera Principal es el sector cordillerano de mayores altitudes en América, alcanzando en el Cerro Aconcagua los 6.962 m s.n.m. Su levantamiento ocurrió entre 20 y 8 Ma de años

(Giambiagi *et al.*, 2016). La Cordillera Principal es un macizo compuesto por sedimentitas jurásicas y cretácicas, con un irregular relleno inter-montano cenozoico y una amplia gama de formaciones ígneas intrusivas y efusivas (Yrigoyen, 1979). A las latitudes del área de estudio se puede subdividir en: a) un sector occidental, ubicado principalmente en Chile, que comprende arcos volcánicos del Oligoceno al Mioceno, y b) un sector oriental correspondiente a las fajas plegadas y corridas de La Ramada y Aconcagua, las cuales presentan un cuadro de corrimientos y fracturación intensa (Giambiagi *et al.*, 2016). Los depósitos cuaternarios fluviales y glaciales en general son menos potentes que a aquellos glaciales y de movimientos en masa (Pereyra, 1997). Los valles son generalmente estrechos y la red de drenaje presenta un marcado control estructural con un diseño de sub-dendrítico a rectangular (Pereyra, 1997). Los ríos presentan mayormente un hábito entrelazado (*braided*) debido a las altas pendientes y la carga principalmente gruesa.

La Cordillera Frontal es un antiguo macizo prejurásico que se levantó entre los 12 y 5 Ma de años (Polanski, 1954; Giambiagi *et al.*, 2016). Su altitud varía entre los 3.000 y 6.000 m s.n.m. y su relieve es muy diverso por su heterogénea composición geológica y por los distintos procesos geomórficos que la degradan. Es una cordillera elevada por una rampa ciega profundamente asentada en el basamento [de piel gruesa (*thick-skinned*)] y se compone de varios cordones discretos, alargados longitudinalmente, y separados por zonas oblicuas de transferencia (Lossada *et al.*, 2018). En la región de estudio y de norte a sur, estos cordones son: Guanta, El Indio, Colangüil, Ansilta, Santa Cruz, La Ramada-El Espinacito, El Tigre y El Plata.

Tanto la Cordillera Principal como la Frontal, fueron fuertemente modeladas por los ciclos erosivos pleistocénicos asociados a las grandes glaciaciones de este periodo. En la región se conservan los *drifts* (conjuntos de depósitos detríticos glaciales indiferenciados) Uspallata y Punta de Vacas asignados al Pleistoceno medio (penúltima glaciación), los *drifts* Penitentes, Horcones y Almacenes asignados al Pleistoceno tardío (última glaciación), y el *drift* Confluencia asignado al Holoceno (por ejemplo, Espizúa, 1993; Pereyra, 1997). Las edades de estos *drifts* se encuentran actualmente en discusión debido a nuevas dataciones de avalanchas de rocas (Moreiras *et al.*, 2015; Hermanns *et al.*, 2015). Relictos de estos ciclos de englazamiento son los glaciares descubiertos, los campos de nieve persistente, las morenas, los glaciares rocosos y los valles en *U* con paredes altamente inclinadas y rellenos por depósitos glaciales.

La Precordillera es la unidad morfoestructural que contiene los depósitos más antiguos de las tres, integrados principalmente por rocas sedimentarias paleozoicas (Furque y Cuerda, 1979). Es

también la última en ascender, dicho proceso comenzando hace aproximadamente 10 Ma de años (Giambiagi *et al.*, 2016). En base a sus características estratigráficas y estructurales esta unidad morfotectónica se divide en Precordillera Occidental, Central y Oriental (Ramos *et al.*, 1986). Tiene altitudes que en general no superan los 3.000 m s.n.m. y se caracteriza por presentar una variada morfología de claro control estructural.

En esta unidad morfotectónica predominan los rasgos relacionados a los sistemas áridos y semi-áridos con manifestaciones de arroyos intermitentes, abanicos aluviales, conos de deyección, y variadas geoformas de movimientos en masa de origen climático (por ejemplo, Esper Angillieri, 2013) y sísmico (Suvires, 2013; Esper Angillieri *et al.*, 2014; Junquera *et al.*, 2019). En general la Precordillera está conformada por cordones montañosos de dirección norte-sur que se conectan al llano a través del piedemonte, el cual presenta entre 4 y 5 niveles de abanicos aluviales cuaternarios (Lara *et al.*, 2018; Toural Dapoza y Moreiras, 2018). La vertiente occidental es mucho más árida que la oriental, al encontrarse desecada en mayor medida por el efecto Foehn que experimentan los vientos provenientes del Océano Pacífico. Esta condición marca diferencias en los pisos de vegetación de cada vertiente (Roig-Juñent *et al.*, 2003).

En general, en las cabeceras de las microcuencas de la región de estudio hay gran cantidad de material no-consolidado generado por el fracturamiento asociado a la abundante sismicidad, las últimas glaciaciones pleistocénicas y el crioclastismo actual. Considerando esto y el clima seco (descrito a continuación) es probable que la frecuencia y magnitud de los flujos de detritos estén limitados por la disponibilidad de agua y no de detritos (Zischg *et al.*, 2011).

Los suelos se caracterizan por ser someros, de desarrollo débil y en general el material proviene de la meteorización de la roca *in situ* (Roig y Martínez Carretero, 1998; Méndez, 2004). En general son regosoles con textura gruesa [suelos minerales débilmente desarrollados en material no-consolidado (IUSS Grupo de Trabajo WRB, 2007)].

Los tipos de vegetación presentes en la región de estudio se alinean de manera paralela longitudinalmente, y de oeste a este son: matorral mediterráneo, estepa andina y matorral del monte (Paruelo *et al.*, 2001). La baja densidad de los tres tipos favorece el desencadenamiento de movimientos en masa y avalanchas de nieve. La vegetación prácticamente desaparece alrededor de los 3.700 m s.n.m., aunque ejemplares aislados pueden estar presentes hasta los 4.200 m s.n.m. (Méndez, 2004).

En el área de estudio se registra favorabilidad a la presencia de permafrost esporádico entre los 3.500 y los 4.000 m s.n.m., insular entre los 4.000 y los 4.500 m s.n.m., discontinuo entre los 4.500 y los 5.000 m s.n.m., y continuo sobre los 5.000 m s.n.m. (Barsch, 1978). Ya que la presencia de permafrost no solo depende de la altitud (indicadora de la temperatura), investigaciones más recientes modelaron su presencia para sectores del área de estudio considerando también otras variables topoclimáticas (Azócar *et al.*, 2017; Esper Angillieri, 2017; Tapia Baldis y Trombotto Liaudat, 2020).

1.2.2 *Contexto climático*

En la región de estudio en general prevalecen las condiciones semi-áridas y áridas, pero a pesar de esto el clima se divide en dos dominios climáticos bien distintos. Uno es el dominio Pacífico que prevalece en el semestre frío del ciclo anual y en las altas cumbres y la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes. El otro dominio es el Atlántico, el cual prevalece en el semestre cálido del ciclo anual y en la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes. El dominio climático Pacífico está condicionado por dos factores atmosféricos principales: el Anticiclón Semi-permanente del Pacífico Sud-oriental y los sistemas frontales asociados con los ciclones extra tropicales invernales (Fuenzalida, 1982). Los sistemas frontales provienen del Pacífico Sur y tienen una humedad de origen Pacífica (Falvey y Garreaud, 2007). Se conforman generalmente de nubes estratiformes y tienen extensiones longitudinales de alrededor de 1.000 km. Durante el semestre frío, el debilitamiento y movimiento hacia el norte del Anticiclón Semi-permanente del Pacífico Sud-oriental, permite el ingreso de los vientos del oeste, los sistemas frontales y las precipitaciones asociadas. Sin embargo, durante el verano este anticiclón se fortalece y se moviliza hacia el sur, inhibiendo los vientos del oeste (Fuenzalida, 1982).

En la región de estudio la precipitación del dominio Pacífico aumenta ligeramente hacia el sur. Respecto a la variación longitudinal, la Cordillera de los Andes genera un forzamiento mecánico sobre las masas de aire que produce un aumento de precipitación entre la costa Pacífica y las altas cumbres (Viale y Nuñez, 2011). Este aumento varía dependiendo de la altitud de la Cordillera Andina y de la fuerza de los vientos en la latitud en cuestión (Viale y Garreaud, 2015). Sin embargo, al superar las altas cumbres esta precipitación sufre una disminución que se acelera al alejarse de las mismas (fenómeno conocido como efecto de sombra orográfica; Viale y Nuñez, 2011).

Por su parte en el dominio climático Atlántico las precipitaciones ocurren fundamentalmente en la temporada estival y corresponden principalmente a sistemas convectivos con humedad de proveniencia Atlántica (Viale y Garreaud, 2014). La convección se genera a partir de inestabilidad de escala sinóptica o termodinámica local (esta última principalmente entre diciembre y febrero). Presenta la mayor probabilidad en las primeras horas de la noche, el segundo en la madrugada y el tercero, bastante más pequeño, en la mañana (Saluzzi, 1983). Generalmente estas lluvias se asocian a viento del este entre los niveles de 850 y 400 hPa (Santos *et al.*, 2015), y suelen tener una extensión de 10 km² e intensidades mayores a aquellas de los sistemas frontales. Como en el caso de la precipitación del dominio Pacífico, la precipitación de este dominio también aumenta ligeramente hacia el sur de la región de estudio (30 y 33 °S).

La precipitación de la región tiene una desviación estándar interanual alta que aumenta ligeramente hacia el norte [30-40 % con respecto a la precipitación anual media (Garreaud *et al.*, 2009)]. En orden de importancia, los ciclos inter-anales a multi-decadales que más influyen en la variabilidad de las condiciones atmosféricas en baja frecuencia son El Niño-Oscilación del Sur, la Oscilación Decenal Pacífica y la Oscilación Antártica (Masiokas *et al.*, 2006). Mientras que El Niño-Oscilación del Sur y la Oscilación Decenal Pacífica aumentan la precipitación durante sus fases positivas, la Oscilación Antártica lo hace durante su fase negativa (Rutllant y Fuenzalida, 1991; Masiokas *et al.*, 2006; Masiokas *et al.*, 2010). Estas oscilaciones impactan en mayor medida en la precipitación asociada al dominio Pacífico que en aquella asociada al dominio Atlántico. En ambas vertientes del área de estudio existe una correlación positiva entre El Niño-Oscilación del Sur y los movimientos en masa y avalanchas de nieve (Moreiras, 2005b; Moreiras *et al.*, 2012; Sepúlveda *et al.*, 2006; Ortlieb y Vargas, 2015).

1.2.2.1 *Tendencias y proyecciones a futuro*

En la precipitación de origen Pacífico se registra una tendencia a la disminución desde mediados del siglo XIX al presente. En el norte de la región de estudio (Valle del Río Elqui) disminuyó un 66 % durante el período 1869-2004 (p-valor = 0,001; Vuille y Milana, 2007). En el sur de la región de estudio (valle central chileno o Depresión Central) la precipitación se redujo un 64 % durante el periodo 1824-2015 (dato proveniente de estación en Santiago y calculado respecto a la media del periodo 1950-2015; Sarricolea y Meseguer-Ruiz, 2016). La reducción regional se acentuó en la última década, en conexión con el prolongado periodo seco entre el 2010 y la

actualidad, ocurrido entre las latitudes 30 y 38 °S de Chile y la alta Cordillera (Garreaud *et al.*, 2017; Rivera *et al.*, 2017b). Estudios recientes indican que parte de la disminución multidecadal se debe al forzante antropogénico (Boisier *et al.*, 2018).

En contraste, la precipitación de origen Atlántico aumentó en las últimas décadas. En la llanura centro-oeste argentina, al oriente del área de estudio, la precipitación media anual aumentó 56,6 mm (aproximadamente un 18 %) durante el periodo 1950-2010 (p-valor $\leq 0,05$), principalmente entre diciembre y mayo (Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 2014). Por su parte, Agosta y Compagnucci (2012) midieron un aumento del 24 % entre 1973 y 2010 en la precipitación estival de la misma zona.

Respecto a la temperatura, utilizando los radiosondeos costeros de Chile Central, Carrasco *et al.* (2008) midieron un aumento de 2,3 m año⁻¹ en el filtro exponencial de la serie anual de la altitud de la isoterma 0 °C para el periodo 1958-2006 (p-valor $\leq 0,05$). Sin embargo, se sabe que la temperatura de la región está aumentando desde inicios del siglo XX (Masiokas *et al.*, 2006; Ferrando, 2014).

Las proyecciones del cambio climático futuro indican que en el sur de Sudamérica y para fines del siglo XXI, la precipitación de origen pacífica disminuirá mientras que aquella de origen atlántico aumentará (Vera *et al.*, 2006; Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, 2006; Souvignet *et al.*, 2008). Específicamente para el área de estudio, la precipitación del período 2050-2065, será menor que la del período 1985-2005, durante el semestre abril-septiembre y para diferentes escenarios de emisión de gases de efecto invernadero (Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, 2018; Figura 1.8 c,d). Para el semestre octubre-marzo en general predomina la disminución, salvo para el extremo oriente del escenario RCP 8.5 (mayores emisiones) donde se proyecta un aumento (Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, 2018; Figura 1.8 a). Para ambos semestres del escenario RCP 8.5 se aprecian mayores disminuciones hacia el oeste, mientras que en el escenario RCP 2.6 este patrón no es claro. Es importante remarcar que las proyecciones de precipitación para el oriente de la región de estudio presentan una importante incertidumbre al encontrarse esta en el límite entre los dominios climáticos Pacífico y Atlántico.

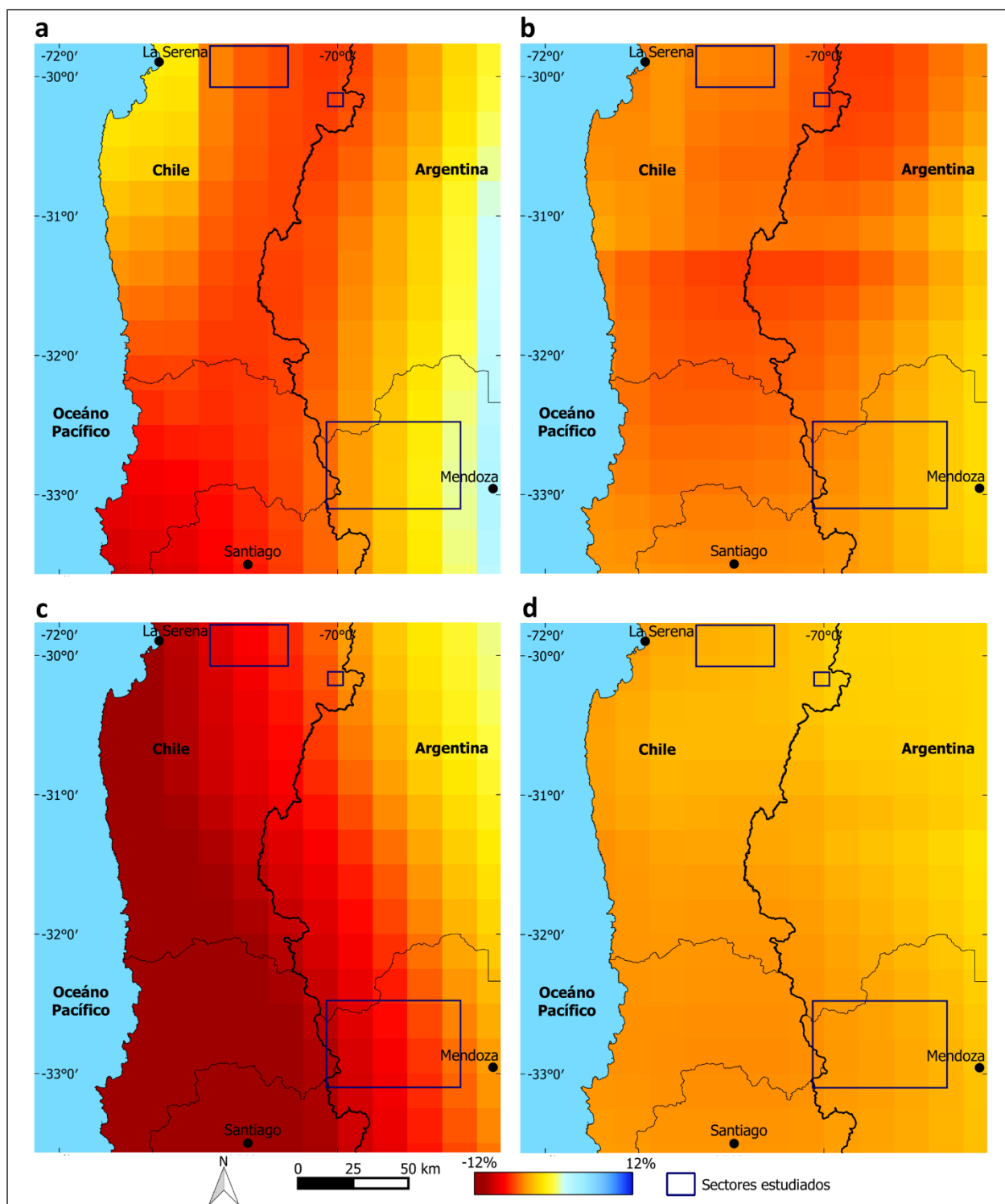


Figura 1.8. Cambio porcentual proyectado de la precipitación media entre los periodos 1985-2005 y 2050-2065. Se evalúan los escenarios extremos RCP 8.5 (a,c) y RCP 2.6 (b,d), como así también los semestres octubre-marzo (a,b) y abril-septiembre (c,d). Datos provenientes de Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (2018).

Con respecto a la temperatura, las proyecciones del cambio climático futuro indican que para fines del siglo XXI habrá un aumento generalizado para todas las estaciones (Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, 2006; Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 2014). Específicamente para el área de estudio, la temperatura media anual del período 2050-2065, será entre 0,7 y 2,3 °C mayor que la del período 1985-2005, dependiendo del semestre, zona y escenario de emisión de gases de efecto invernadero (Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, 2018; Figura 1.9). El aumento será mayor en el semestre octubre-marzo que en el semestre abril-septiembre, como así también en el sector este que en el sector oeste (Figura 1.9).

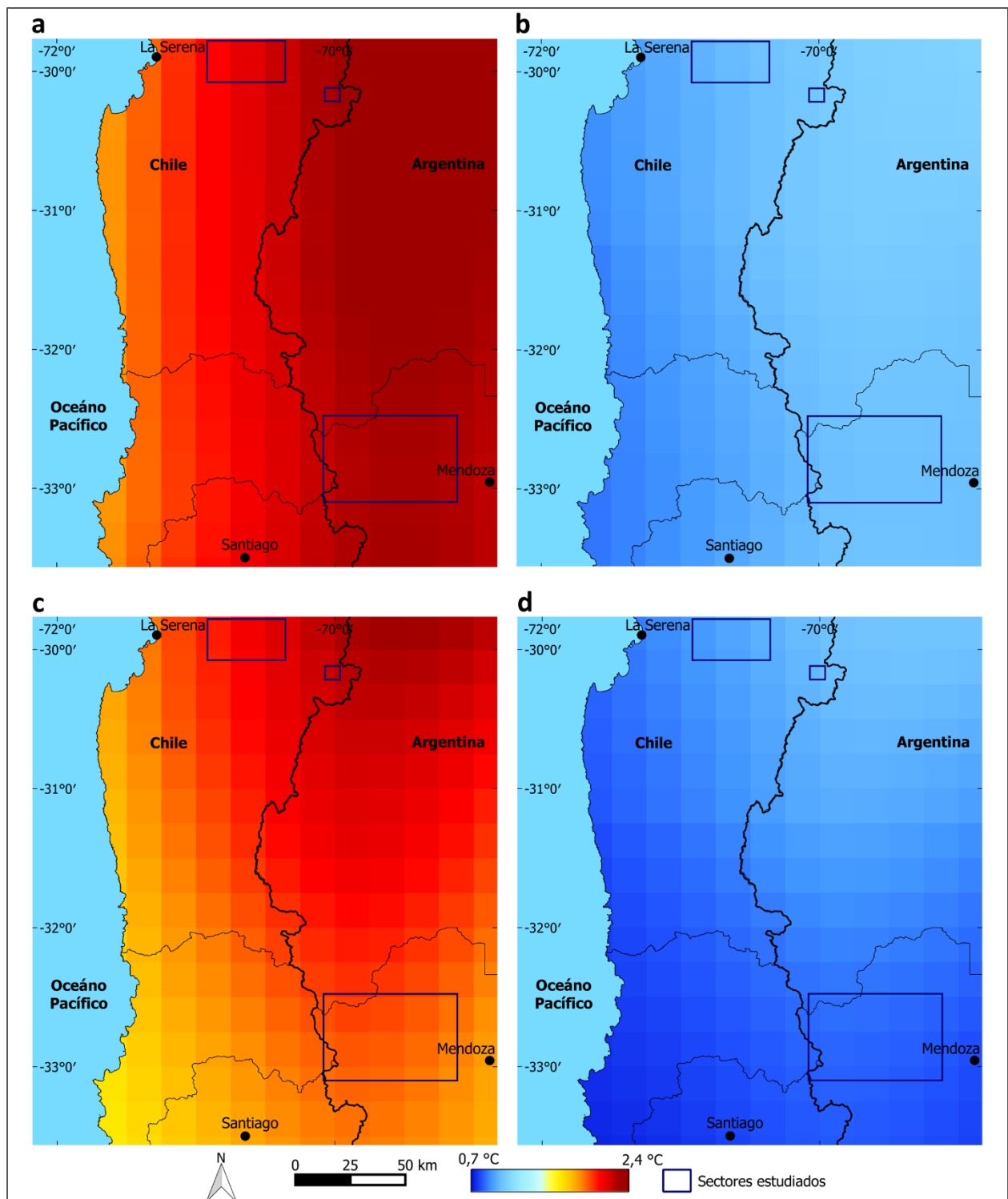


Figura 1.9. Cambio proyectado en la temperatura media entre los periodos 1985-2005 y 2050-2065. Se evalúan los escenarios extremos RCP 8.5 (a,c) y RCP 2.6 (b,d), como así también los semestres octubre-marzo (a,b) y abril-septiembre (c,d). Datos provenientes de Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (2018).

1.3 Estado actual del conocimiento del tema

Muchos científicos alrededor del mundo han investigado los umbrales necesarios para el desencadenamiento de flujos producto de precipitaciones líquidas; algunos a través de modelos físicos (Wilson y Wieczorek, 1995; Crosta y Frattini, 2003) y otros con enfoques empíricos con criterios estadísticos (por ejemplo, Guzzetti *et al.*, 2008; Brunetti *et al.*, 2010; Giannecchini *et al.*, 2016) o sin criterios estadísticos (Cannon *et al.*, 2008; Coe *et al.*, 2008). Los umbrales establecidos por los modelos físicos requieren datos que son difíciles de obtener a escalas mayores que las locales (es decir, densidad del suelo, ángulo de fricción, cohesión, conductividad hidráulica, profundidad del fallamiento y profundidad del nivel freático), por otro lado, los umbrales basados en enfoques empíricos se adaptan a diferentes escalas espaciales, pero usualmente usan solo la duración y la precipitación total como variables (o la intensidad, resultante de la división de estos parámetros). Estos últimos enfoques no suelen utilizar factores causales condicionantes (también conocidos como factores causales preparatorios), como la precipitación antecedente o la altitud de la isoterma 0 °C, que es importante cuando está por debajo de la altitud máxima de la microcuenca.

A lo largo de los Andes Argentino-Chilenos los umbrales definidos para el desencadenamiento de flujos de alta descarga son escasos y se desarrollaron con poca cantidad y calidad de datos meteorológicos (Hauser, 1985; Moreiras, 2005b). Para la región de Santiago de Chile, Hauser (1985) estableció, sobre la base de un análisis estadístico de datos de precipitación diaria, que existe un 50 % de probabilidad de que una lluvia mayor a 60 mm 24h⁻¹ desencadene flujos de detritos y de barro. Para el valle del Río Mendoza (Argentina), Moreiras (2005) utilizando los mismos tipos de datos estableció un umbral para flujos de detritos y caídas de entre 6,5 y 12,9 mm 24h⁻¹, y una influencia de la precipitación antecedente de 5 días para el 60 % de los casos.

Una investigación de umbrales con un método novedoso y realizada para la región andina de Santiago de Chile, es la de Sepúlveda y Padilla (2008). En esta, a través de una regresión logística binaria, se definieron diferentes probabilidades para la ocurrencia de flujos de detritos, de barro e hiper-concentrados. El análisis utilizó la precipitación diaria de la estación meteorológica con mayor predictibilidad entre dos, la precipitación antecedente con mayor predictibilidad y la altitud de la isoterma 0 °C a resolución diaria. Como resultado, obtuvieron que el 33 % de los flujos ocurridos presentan una probabilidad superior al 50 %. Los autores comentaron que la predictibilidad podría haber sido mejor si, entre otras razones, hubiera habido una mayor densidad

de estaciones meteorológicas y si estas hubieran tenido una frecuencia de medición mayor (en vez de mediciones diarias, mediciones horarias o menores).

Respecto a las formas de adquirir datos de precipitación, Marra *et al.* (2014) expusieron las ventajas de los radares meteorológicos sobre las redes de pluviómetros, sin embargo, esta tecnología no existe en los Andes Centrales y Semi-Áridos. Santos *et al.* (2015) y Lauro *et al.* (2017) mostraron que los métodos a partir de datos satelitales de microondas pasivas e infrarrojo, como el del Centro de Predicción Climática Morphing (Joyce *et al.*, 2004) son útiles para medir los umbrales de flujo de detritos en los Andes Centrales Argentinos, donde hay pocas estaciones y presencia de precipitación convectiva. Sin embargo, los autores observaron que estos métodos, al menos en sectores montañosos como la región, estiman inadecuadamente las precipitaciones. Santos *et al.* (2015) también usaron los modelos numéricos de Investigación y Pronóstico del Clima (WRF; Powers *et al.*, 2017) y del Programa Regional Eta-Meteorológico (Eta-MRP; Seluchi y Chou, 2001), obteniendo estimaciones de lluvia aún peores.

En las regiones periglaciales de alta montaña donde las nevadas son seguidas por períodos con temperaturas superiores a 0 °C, los movimientos en masa pueden desencadenarse por un derretimiento de la capa de nieve como así también del hielo intersticial de la capa activa. Esta fusión puede desencadenar deslizamientos traslacionales al crear superficies de falla (o ruptura) entre la capa activa y el permafrost (por ejemplo, Lewkowicz y Harris, 2005; Lewkowicz, 2007), geliflujión del manto regolítico o proporcionar sedimento no-consolidado y/o agua líquida para el desencadenamiento de flujos de detritos (Zischg *et al.*, 2011). Se desconocen investigaciones sobre estos tipos de movimientos en masa en los Andes Semi-Áridos, y en los Andes Argentino-Chilenos son escasas. Hauser (2000) describió un flujo de detritos desencadenado por derretimiento de nieve en los Andes Centrales Chilenos, que tuvo un volumen de 10.000 m³. Moreiras *et al.* (2012) estimaron que el 14 % de los movimientos en masa del Parque Provincial Aconcagua (Andes Centrales Argentinos) se desencadena por derretimiento de nieve (flujos de detritos y caídas). Además, observaron que la probabilidad de estos movimientos en masa es mayor en las primaveras y veranos posteriores a los inviernos con El Niño-Oscilación del Sur, periodos en que se registran nevadas por sobre el promedio.

Recientemente, Moreiras *et al.* (2018) indicaron la ocurrencia de flujos de detritos desencadenados por el derretimiento gradual de los frentes de glaciares de roca, en el valle del Río

Mendoza de los Andes Centrales. Por lo tanto, hasta el día de hoy, los flujos de detritos por fusión de la región son poco conocidos, ya que ningún estudio examinó sus factores causales condicionantes y desencadenantes, el origen del agua que contienen y su relación con las variables climáticas que los controlan.

Las tendencias históricas y futuras de la frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos de los Andes Centrales han sido discutidas. Moreiras (2006) sugiere que las catástrofes naturales asociadas a los movimientos en masa serán mayores en el valle del Río Mendoza debido a las proyecciones de los modelos climáticos globales que indican mayor precipitación atlántica y una posible mayor ocurrencia y severidad de El Niño-Oscilación del Sur. Más recientemente Moreiras y Vergara (2017) sugieren en base al registro de actividad geo-climática extrema de la cuenca del Río Mendoza, que la magnitud y frecuencia de los movimientos en masa de los Andes Centrales está aumentando. Además, plantean un cambio en la configuración espacial de la actividad geo-climática extrema, sugiriendo que los flujos de detritos se están desplazando a mayores altitudes, en donde previamente ocurrían avalanchas de nieve.

A pesar de estos esfuerzos por conocer como varió y variará la actividad geo-climática extrema en la región, aún no se efectuaron análisis estadísticos inferenciales a fin de contrastar las hipótesis realizadas. En especial hay dos hechos que debieran ser abordados considerando las investigaciones previas. El primero es el aumento en el registro de eventos geo-climáticos extremos gatillados por precipitación desde la mitad del siglo XX, lo que podría deberse a un cambio en la precipitación y/o al aumento del monitoreo durante las últimas décadas. El segundo hecho es la disminución en la frecuencia de eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas desde fines de la década 1990. Esto podría deberse a una disminución de la precipitación invernal, y/o a una elevación de la línea de nieve durante estas precipitaciones debido al calentamiento que está ocurriendo en la región (ver apartado Tendencias y proyecciones a futuro).

1.4 Planteamiento del problema y objetivos

Como se mencionó previamente, las amenazas geo-climáticas constituyen un riesgo importante para los Andes Centrales y Semi-Áridos de Argentina y Chile, provocando

frecuentemente víctimas fatales y grandes pérdidas económicas. A esta situación actual se le suma la incertidumbre por el cambio climático, el cual podría hacer variar sus frecuencias y magnitudes de modo heterogéneo en el tiempo y el espacio. En otras regiones del planeta Tierra ya se midieron cambios en el comportamiento de las amenazas geo-climáticas debido al cambio climático (por ejemplo, Schmidt y Glade, 2003; Jomelli *et al.*, 2009; Ciabatta *et al.*, 2016). En general no se observó un patrón único debido a la heterogeneidad de las tendencias de las variables meteorológicas que controlan a las amenazas geo-climáticas, y a la diferente dependencia con estas variables meteorológicas que presenta cada tipo de amenaza.

Considerando lo anterior, el objetivo general de la Tesis de Doctorado es avanzar en el conocimiento de los eventos geo-climáticos extremos de los Andes Centrales y Semi-Áridos, haciendo especial énfasis en su relación con el cambio climático. Comprender la naturaleza de los eventos geo-climáticos extremos es el primer paso para la reducción de su riesgo asociado.

Sin embargo, las líneas de investigación que se desprenden del conocimiento de los eventos geo-climáticos extremos son muchas, lo que imposibilita investigar a todas en detalle en una sola Tesis. Por ende, se abordaron las temáticas que se consideraron más importantes para la cuantificación de la amenaza actual y futura, teniendo en cuenta la frecuencia y magnitud de los diferentes fenómenos como su conocimiento regional actual. Los flujos de detritos gatillados por lluvia son el evento geo-climático extremo más frecuente de la región, no obstante, los umbrales meteorológicos actuales existentes pueden mejorarse con la nueva información meteorológica y el avance de las metodologías estadísticas. Los flujos de detritos gatillados por fusión son menos frecuentes pero el conocimiento general de ellos es muy escaso, especialmente en la región. A la fecha de hoy se sabe muy poco de cómo y cuándo se desencadenan estos flujos de detritos, por lo que aún se desconoce la amenaza real que representan. Por último, las variaciones pasadas y futuras de la frecuencia de las amenazas geo-climáticas regionales fueron discutidas, sin embargo, aún no se realizan en profundidad mediciones de estos posibles cambios ni estudios de sus orígenes.

Teniendo en cuenta las situaciones arriba planteadas y considerando como área de estudio los Andes Centrales y Semi-Áridos (30-33 °S), los objetivos específicos de la presente Tesis de Doctorado son:

- 1- Definir umbrales meteorológicos para los flujos de alta descarga desencadenados por lluvia.
- 2- Avanzar en el conocimiento y detectar patrones en los flujos de detritos gatillados por fusión.
- 3- Detectar y comprender las variaciones temporales en la frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos, analizando si estas dependen de la zona o la temporada del ciclo anual.

1.5 División geográfica de los objetivos específicos

El área de estudio tiene una elevada actividad geo-climática extrema, sin embargo, son pocas las zonas dentro de ella que disponen de un correcto registro o adecuada información meteorológica para estudiarla. Por lo tanto, responder a los objetivos específicos a lo largo de toda el área de estudio no es viable, pero sí en los sectores donde la información meteorológica y de actividad geo-climática extrema se densifican. Aunque los resultados no siempre son fáciles de extrapolar debido a la complejidad del clima, morfometría y propiedades geotécnicas, estas zonas permitirán conocer características de la actividad geo-climática extrema con un detalle no tratado antes en la región.

La definición de umbrales meteorológicos para el desencadenamiento de flujos de alta descarga requiere de una red meteorológica que registre lo mejor posible la precipitación ocurrida en los sectores de desencadenamiento. En la cuenca media del Río Elqui (Chile; Figura 1.6) se encuentra la red de estaciones meteorológicas con mejor densidad espacial y resolución temporal del área de estudio, y por ende allí es donde se trató de responder este objetivo específico. Mientras que en la cuenca media del Río Equi las estaciones poseen una resolución de cinco a quince minutos, en el restante territorio chileno es de máximo una hora y del lado argentino la resolución de las estaciones meteorológicas es de veinticuatro horas. Además, el tipo de lluvia que predomina en esta zona (sistemas frontales) tiene extensiones mayores que la que predomina en territorio

argentino (por convección). Por ende, son más parecidas las precipitaciones medidas en las estaciones con las ocurridas en los sectores de desencadenamiento.

El entendimiento de los flujos de detritos desencadenados por fusión también precisa de información meteorológica con alta resolución temporal y representativa de los sectores donde estos movimientos en masa se desencadenan. Para este objetivo específico, el sector con mejor calidad de datos es la cuenca alta del Río Elqui (Figura 1.6). En las otras zonas de alta montaña del área de estudio, las estaciones tienen resolución diaria, se encuentran a altitudes bajas respecto de las cabeceras de las microcuencas de interés y registran solo datos de temperatura. En este sector las estaciones tienen resolución horaria, se encuentran distribuidas homogéneamente a lo largo de las curvas hipsométricas de las microcuencas de interés, y registran también datos de radiación entrante.

Para detectar cambios en la frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos es necesario disponer de un extenso registro, el cual incluya fechas y ubicaciones de los mismos. La zona del área de estudio que mejor satisface este requisito es la cuenca media y alta del Río Mendoza (Figura 1.6), donde existe un fuerte tránsito desde fines del siglo XVIII debido a la presencia del paso fronterizo Cristo Redentor o Los Libertadores (Figura 1.10). Además, esta zona de solo 90 km de longitud este-oeste presenta predominancia climática tanto Pacífica como Atlántica, por lo que una subdivisión espacial y temporal del registro permitiría comprender los cambios que están generando ambos dominios climáticos.

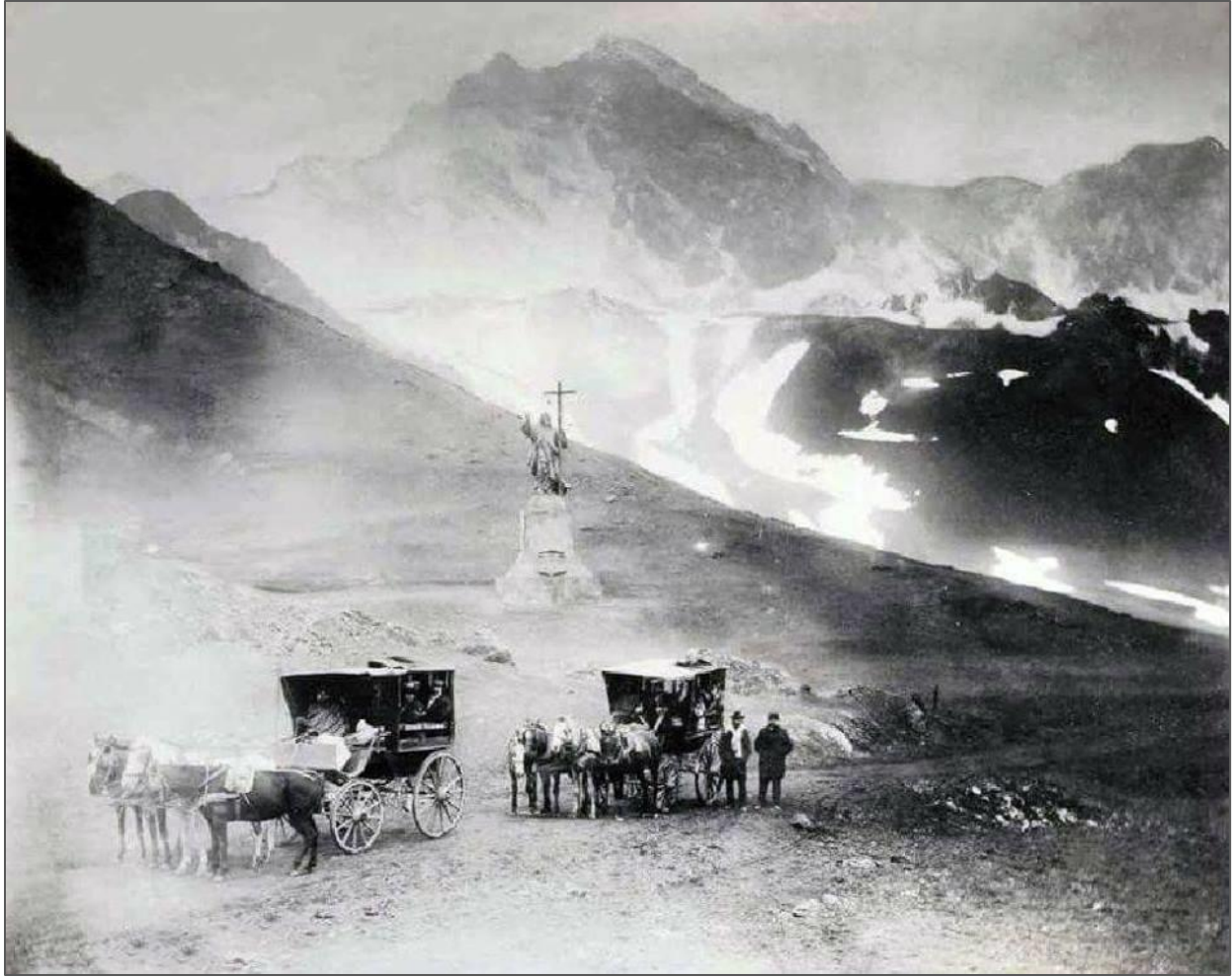


Figura 1.10. Carretas de empresas de transporte de pasajeros en el paso fronterizo Cristo Redentor o Los Libertadores. Fotografía del año 1905 obtenida del Archivo General de la Nación Argentina (2018).

1.6 Descripción metodológica general

En la presente Tesis Doctoral se desarrollaron diferentes metodologías dependiendo del objetivo específico y de la naturaleza de los datos disponibles en cada zona. Los desarrollos de los tres objetivos específicos incluyen la recopilación de datos de actividad geo-climática extrema como de información meteorológica. La actividad geo-climática extrema de cada zona fue adquirida a través de registros previos, periódicos, entrevistas en campo con habitantes locales, y comunicaciones impresas y orales de entidades aduaneras y viales. La información meteorológica

fue adquirida a partir de estaciones meteorológicas y datos grillados. La utilización de una u otra, o ambas fuentes dependió de la exactitud del dato precisado y del periodo de registro de interés.

Una vez adquiridos los datos y haberse realizado una recopilación de los antecedentes de cada tema de estudio, se realizaron análisis estadísticos que permitieran cumplir con los objetivos específicos. Se empleó estadística descriptiva como inferencial, y paramétrica como no-paramétrica. Las diversas técnicas estadísticas fueron elegidas según la incógnita a responder y la naturaleza de los datos, es decir, cantidad, nivel de medida, frecuencia, regularidad y distribución de probabilidad de las muestras. A continuación, se describen las principales metodologías estadísticas utilizadas y las razones de su uso.

En los objetivos específicos 1 (umbrales meteorológicos para los flujos de alta descarga) y 2 (patrones en los flujos de detritos gatillados por fusión) se calcularon regresiones logísticas (Hosmer y Lemeshow, 2000) a fin de evaluar la capacidad de ciertas variables meteorológicas en la predicción de eventos geo-climáticos extremos. Este método estadístico múltiple fue ampliamente utilizado para diferentes aplicaciones geo-científicas, tales como: la determinación de umbrales de lluvia para el desencadenamiento de movimientos en masa (Sepúlveda y Padilla, 2008; Giannecchini *et al.*, 2016), la probabilidad anual de flujos de detritos (Pavlova *et al.*, 2014) y la producción de mapas de susceptibilidad ante movimientos en masa (Carrara *et al.*, 2008; Esper Angillieri, 2013).

El modelo de regresión logística permite definir una expresión matemática que relaciona múltiples factores causales condicionantes y desencadenantes, con una probabilidad de ocurrencia de un evento geo-climático extremo. La expresión general del modelo es:

$$\ln \left[\frac{p}{(1-p)} \right] = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \beta_n X_n \quad (\text{Eq. 1.1})$$

donde p es la probabilidad de que ocurra un flujo de alta descarga, $\ln \left[\frac{p}{(1-p)} \right]$ es el logaritmo de la razón de probabilidades (*log odds ratio*), X 's son las variables predictivas de entrada y β 's son los coeficientes de regresión que establecen la relación entre las variables predictivas.

En los objetivos específicos 2 y 3 (variaciones temporales en la frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos) se estimaron tendencias lineales como no-lineales a fin de detectar cambios temporales en el clima como en la actividad geo-climática extrema. El cálculo de tendencias no-

lineales se realizó por medio del Conjunto Completo de Descomposición Empírica de Modos con Ruido Adaptativo (CEEMDAN según sus siglas en inglés; Colominas *et al.*, 2014). Este método descompone las series mensuales en un número finito de componentes, llamadas funciones de modo intrínsecas, y una tendencia residual. Las funciones de modo intrínsecas son oscilaciones no-lineales relacionadas con variaciones climáticas de intermensuales a multidecadales. El CEEMDAN resultó ser una mejora importante de la Descomposición Empírica de Modos original (EMD según sus siglas en inglés; Huang *et al.*, 1998), conservando las ventajas de la metodología original, como la solidez en presencia de datos no-estacionarios y la idoneidad para la evaluación de variaciones no-lineales. La descripción completa de CEEMDAN y sus principales ventajas con respecto al EMD y el Conjunto de EMD se pueden encontrar en Colominas *et al.* (2014). El uso de esta metodología para la identificación de tendencias climáticas no-lineales en el sur de Sudamérica recibió cierta atención recientemente (Rivera y Penalba, 2014; Rivera *et al.*, 2017a).

Las tendencias no-lineales por medio del CEEMDAN solo se pudieron calcular en el objetivo específico 2, ya que para su correcto cálculo es necesario disponer de series mensuales así el método separa las oscilaciones intermensuales antes de obtener la tendencia residual. En el objetivo específico 3, debido al muestro no-sistemático de la actividad geo-climática extrema se efectuaron series anuales (más robustas), por lo que se tuvo que desistir de este método para poder comparar las tendencias climáticas y de actividad geo-climática extrema con un método en común.

Las tendencias lineales se realizaron con el método de mínimos cuadrados, y se les calculó la significancia estadística (prueba *t* de Student). Sin embargo, para series con distribuciones no-normales (series de precipitación y de eventos geo-climáticos extremos), la presencia de tendencia lineal se evaluó mediante el estadístico no-paramétrico de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975), y la pendiente lineal se calculó con el estadístico no-paramétrico desarrollado por Sen (1968).

1.7 Organización de la Tesis de Doctorado

La Tesis de Doctorado se encuentra estructurada en cinco capítulos. En el presente capítulo, Capítulo 1, se describe brevemente el marco teórico, el área de estudio y el estado actual del conocimiento del tema. Sucesivamente se explica el planteamiento del problema, los objetivos que

guían el trabajo de investigación y la división geográfica de los objetivos específicos. Por último, se describe la metodología general, que luego será detallada y profundizada en los capítulos subsiguientes.

En el Capítulo 2, se aborda el primer objetivo específico de la Tesis de Doctorado. Inicialmente se describe la zona donde se calcularán los umbrales; sucesivamente se detalla la metodología empleada, como así también como se efectuó la recolección de datos meteorológicos y el registro de flujos de alta descarga. Por último, se describen los resultados principales, se fundamenta cual es el umbral meteorológico óptimo a utilizar en un potencial sistema de alerta temprana, y se confrontan los resultados obtenidos con investigaciones regionales como mundiales.

El Capítulo 3 comprende el análisis de los flujos de detritos desencadenados por fusión. Primeramente, se realiza una breve descripción de la problemática y en base a la disponibilidad de estaciones se justifica por qué se estudia una sola microcuenca. Luego se describe la metodología empleada, la cual contempla análisis temporales desde horarios a multidecadales. Finalmente se describen los resultados obtenidos y se explican las inferencias que pudieron ser realizadas a partir de estos, es decir, los patrones encontrados en este tipo de flujos de detritos, las diferentes fuentes de agua que puede contener, y su frecuencia futura.

En el Capítulo 4, se afronta el último objetivo específico de la Tesis: evaluar los cambios en la frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos analizando si estos varían dependiendo de la zona o la temporada del ciclo anual. Inicialmente se hace una breve reseña de las investigaciones desarrolladas en la región, luego se explica cómo se efectuó el registro de los eventos geo-climáticos extremos y de qué manera se desarrolló el estudio a fin de evitar al máximo las incertezas por el registro no-sistemático. Posteriormente se describen los resultados haciendo especial hincapié en la relación precipitación–eventos geo-climáticos extremos y comparando espacialmente las tendencias de ambos. Finalmente se discute a partir de los resultados y las proyecciones climáticas existentes, como debieran variar en las próximas décadas los eventos geo-climáticos extremos según la temporada del ciclo anual, la zona y el tipo.

Por último, en el Capítulo 5, se integran los resultados y discusiones de los precedentes tres capítulos en una conclusión general. Además, se analizan nuevas propuestas de investigación que surgen de esta Tesis de Doctorado.

1.8 Publicación de la Tesis de Doctorado

Los resultados que responden a los objetivos específicos, como al objetivo general de la presente Tesis Doctoral se publicaron o están siendo sometidos a revisión en diversas revistas y libros científicos.

El Capítulo 2, correspondiente al primer objetivo específico, se publicó en la revista *Natural Hazards*, perteneciente al primer cuartil del ranking de la plataforma *Scimago Journal & Country Rank* (Vergara Dal Pont *et al.*, 2018; los siguientes cuartiles mencionados corresponden a este ranking). Los resultados que responden al segundo objetivo específico, expuestos en el Capítulo 3, se publicaron en la revista *Permafrost and Periglacial Process* perteneciente al primer cuartil (Vergara Dal Pont *et al.*, 2019). El Capítulo 4, correspondiente al tercer objetivo específico, está siendo sometido a revisión en la revista *Natural Hazards and Earth System Sciences* perteneciente al primer cuartil (Vergara *et al.*, 2020).

Además, se colaboró en las siguientes investigaciones que responden al objetivo general de la Tesis de Doctorado: capítulo del libro *Advancing Culture of Living with Landslides* perteneciente a la editorial *Springer* (Moreiras y Vergara Dal Pont, 2017), artículo en la revista *Landslides* perteneciente al primer cuartil (Moreiras *et al.*, 2018), artículo en la revista *Environmental Earth Sciences* perteneciente al segundo cuartil (Lauro *et al.*, 2017), y artículo en la revista con referato *Geo UERJ* (Moreiras *et al.*, 2019).

CAPÍTULO 2

DETERMINACIÓN DE PROBABILIDADES PARA EL DESENCADENAMIENTO DE FLUJOS DE ALTA DESCARGA EN LA CUENCA MEDIA DEL RÍO ELQUI, CHILE



Depósito del flujo de detritos ocurrido a las 14:30 del 24/03/2015 en la microcuenca Culebra (Chile). El flujo de detritos obstruyó la Ruta Nacional CH-41 y el Río Elqui por medio día

Índice

2.1 Introducción	47
2.1.1 <i>Área de estudio</i>	48
2.1.1.1 <i>Geología y geomorfología</i>	49
2.1.1.2 <i>Clima y variabilidad climática</i>	50
2.2 Métodos.....	51
2.2.1 <i>Análisis estadísticos</i>	51
2.2.2 <i>Variables predictoras usadas</i>	52
2.2.2.1 <i>Precipitación</i>	53
2.2.2.2 <i>Temperatura</i>	54
2.2.2.3 <i>Precipitación antecedente</i>	57
2.2.3 <i>Registro de eventos de precipitación</i>	57
2.3 Resultados.....	58
2.4 Discusión.....	61
2.4.1 <i>Comparación de los umbrales generados con los de otros estudios</i>	63
2.5 Conclusiones.....	64

2.1 Introducción

En la cuenca del Río Elqui (Chile), los flujos de detritos, de barro e hiper-concentrados (de ahora en más llamados en su conjunto flujos de alta descarga ³) causaron pérdidas económicas y humanas considerables desde que la zona se comenzó a habitar en el siglo XIX (por ejemplo, Conte Nadeau, 1986; Graña Pezoa, 2007; Pérez *et al.*, 2008). Sin embargo, investigaciones sedimentológicas-palinológicas indican que estos fenómenos ocurrieron con frecuencia irregular desde el Pleistoceno Tardío (Antinao *et al.*, 2015; Maldonado y De Porras, 2015). En general desde el Pleistoceno Tardío los periodos con mayores tormentas y eventos aluvionales asociados se relacionan a una intensificación de los vientos del oeste, sin embargo, también se vio que una disminución importante de estos puede conducir a un aumento de tormentas estivales más severas y eventos aluvionales asociados, debido al ingreso de humedad de proveniencia atlántica (Tiner *et al.*, 2018).

En la cuenca del Río Elqui, no hay umbrales definidos para el desencadenamiento de flujos de alta descarga, y a lo largo de los Andes Argentino-Chilenos son escasos y se desarrollaron con poca cantidad y calidad de datos meteorológicos (ver apartado Estado actual del conocimiento del tema del Capítulo 1). A su vez, como se mencionó en el capítulo previo esta zona es la más propicia para calcular umbrales meteorológicos debido a la calidad de los datos meteorológicos y el tipo precipitación preponderante. A la luz de lo anterior, el objetivo del presente Capítulo es ajustar un modelo de pronóstico estadístico, que proporcione la probabilidad de ocurrencia de flujos de alta descarga, a partir de la información meteorológica disponible en las estaciones de la zona. De ajustarse y validarse correctamente, lo interesante del modelo predictivo sería su escala regional y su simpleza al utilizar variables fáciles de obtener. Las instituciones gubernamentales podrían utilizarlo para decidir si ejecutar o no el sistema de alerta temprana ante un determinado pronóstico meteorológico.

³ Los flujos de alta descarga son flujos canalizados y saturados en agua (Pierson, 2005). El término incluye también a los flujos de agua, aquí no considerados por su baja amenaza y porque no son movimientos en masa.

2.1.1 Área de estudio

El sector estudiado está ubicado dentro de la cuenca media del Río Elqui, en el centro-norte de Chile y a 40 km del Océano Pacífico (Figura 2.1). Su área es de 2.000 km² y tiene un rango de altitud entre 400 y 3.900 m s.n.m.

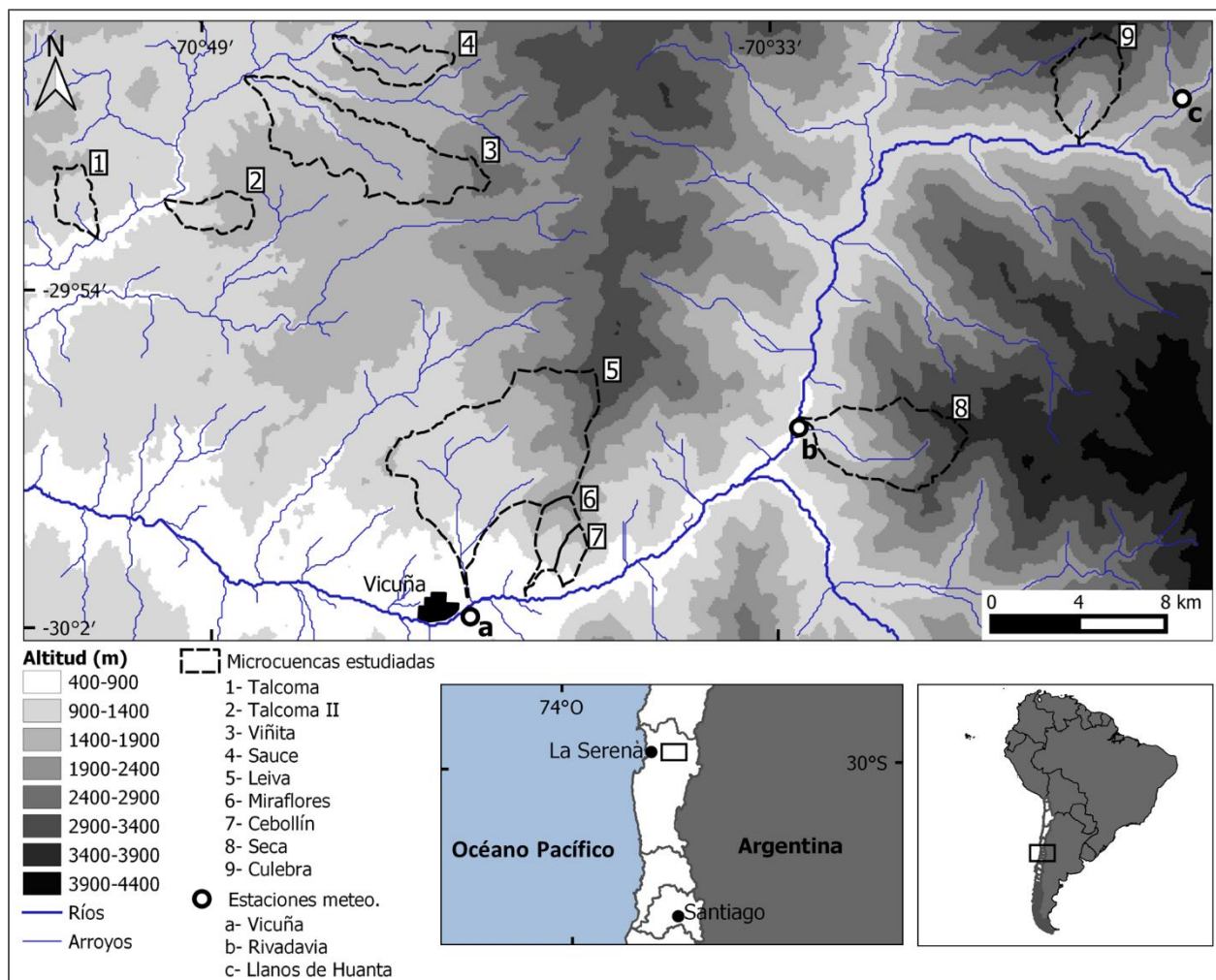


Figura 2.1. Área de estudio y su ubicación en Chile y Sudamérica. También se mapean las microcuencas estudiadas y las estaciones meteorológicas estudiadas.

La ruta CH-41 comunica la región con Argentina y también a las principales ciudades de la cuenca como La Serena y Vicuña. La población es de 26.900 habitantes y está aumentando a una

tasa promedio de 110 habitantes año⁻¹ (Instituto Nacional de Estadísticas, 2017). La economía se basa principalmente en la agricultura y el turismo.

Al tratarse de una zona montañosa, la población suele asentarse en áreas con elevada amenaza geo-climática, por lo que los flujos de alta descarga generan con frecuencia daños materiales en casas y carreteras (Figura 2.2), así como lesiones y muertes. Durante el período 1997-2016 se registraron cuatro víctimas fatales por flujos de alta descarga, así como diversas afectaciones e interrupciones de caminos (Pérez, 2005). Esto demuestra que los estudios dedicados a comprender y prevenir estos fenómenos son muy importantes para la seguridad y economía de la zona.

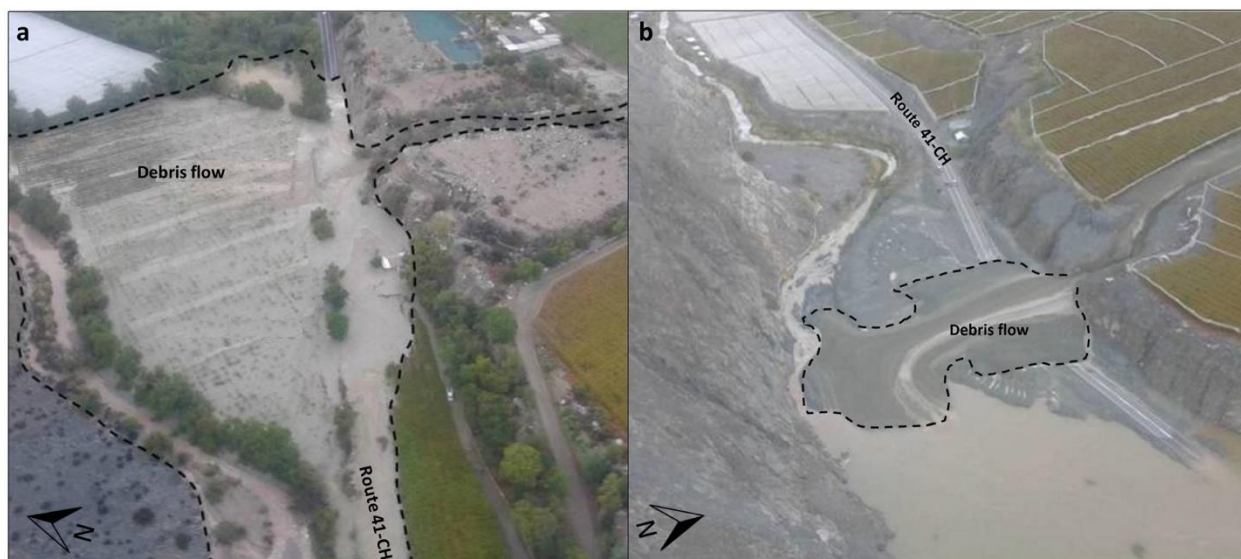


Figura 2.2. Fotografías a modo de ejemplo de los flujos de alta descarga estudiados: (a) flujo de detritos en la microcuenca Seca del 25 de marzo del 2015, y (b) flujo de detritos en la microcuenca Culebra del 24 de marzo del 2015.

2.1.1.1 Geología y Geomorfología

El área de estudio se ubica dentro de la sub-unidad morfotectónica de Cordillera Frontal Occidental, que se encuentra entre los sistemas de fallas de dirección Norte-Sur Vicuña-San Félix y Baños del Toro Chollay (Aguilar *et al.*, 2013).

Los ríos principales escurren por valles encajonados que presentan hasta 2.000 m de incisión y que aguas arriba se desarrollan en ámbitos morfológicos caracterizados por laderas de fuerte

gradiente y farellones rocosos. Los altos valores de pendiente se concentran en las vertientes de los valles, mientras que los interfluvios planos están dominados por pedimentos de baja pendiente (Aguilar *et al.*, 2013).

Las unidades estratificadas no-consolidadas corresponden a depósitos fluviales, aluviales y coluviales. Los primeros se encuentran rellenando los lechos del Río Elqui y de las microcuencas tributarias, y a veces se presentan aterrizados (Ferrando, 1977). Las unidades estratificadas consolidadas son rocas volcánicas y sedimentarias de edad cretácica a jurásica, y sedimentitas triásicas de origen continental, compuestas por conglomerados, areniscas y lutitas carbonosas (Rauld Plott *et al.*, 2012).

Además, en el área afloran plutones de edad triásica a paleozoica, que se distribuyen en franjas con orientación preferencial Norte-Sur y que juntos conforman el Batolito Elqui-Limarí (Rauld Plott *et al.*, 2012).

2.1.1.2 *Clima y variabilidad climática*

Por debajo de los de 2.750 m s.n.m. el clima de este sector de Chile es frío semi-árido con veranos secos, mientras que por encima es de tipo tundra con veranos secos (Sarricolea *et al.*, 2016). El área de estudio se encuentra dentro del dominio climático Pacífico, con raras precipitaciones convectivas en el verano (ver apartado Contexto climático del Capítulo 1). La precipitación promedio anual, para el período 1950-2000, varía entre 70 y 97 mm según la estación analizada (Zavala y Trigos, 2008), y en promedio el 85,9 % se concentra entre mayo y agosto (Vuille y Milana, 2007). El promedio diario de evapotranspiración potencial oscila entre 5,5 mm en diciembre y enero, y 1,7 mm en junio (CEAZA, 2017).

La región está dominada por una inversión de temperatura casi permanente mantenida por una subsidencia generalizada, forzada por el Anticiclón Semi-permanente del Pacífico Sud-oriental. Esta inversión tiene un espesor promedio de 250 m y comienza entre los 700 y 1.000 m s.n.m. durante el semestre cálido, y entre los 500 y 700 m s.n.m. durante el semestre frío (Romero *et al.*, 1988). Dicha inversión, que generalmente inhibe el desarrollo de la actividad convectiva y de lluvia, se suele levantar e interrumpir durante los pasajes frontales ocasionales que afectan a la región principalmente en invierno.

El Niño-Oscilación del Sur representa el ciclo interanual que más influye en la variabilidad de baja frecuencia de las condiciones atmosféricas en esta zona, aumentando la precipitación y las

temperaturas durante su fase positiva (recurrencia de 3-5 años; Rutllant y Fuenzalida, 1991; Rosenblüth *et al.*, 1997).

2.2 Métodos

2.2.1 Análisis estadísticos

En este estudio se utilizó el método de regresión logística (ver Descripción metodológica general del Capítulo 1). Como se mencionó en el Marco teórico del Capítulo 1, los flujos hiper-concentrados tienen menor energía y representan una amenaza menor que los flujos de detritos y de barro. Debido a que se estudiaron flujos de alta descarga de diferente energía, se decidió utilizar la regresión logística ordinal, que permite determinar las probabilidades para diferentes resultados de una distribución categórica ordinal como variable dependiente. Por lo tanto, a la variable dependiente de la regresión logística se le asignó un valor de dos para las precipitaciones desencadenadoras de flujos de detritos y flujos de barro (Tabla 2.1), un valor de uno para las precipitaciones desencadenadoras de flujos hiper-concentrados y un valor de cero para las precipitaciones que no desencadenaron flujos de alta descarga (Tabla 2.1).

Tabla 2.1. Valores asignados en la regresión logística ordinal a las diferentes respuestas de las microcuencas frente a las precipitaciones analizadas.

Respuestas de las microcuencas	Valor asignado (adimensional)
Flujo de agua	0
Flujo hiper-concentrado	1
Flujo de detritos o de barro	2

La posible multicolinealidad se evaluó mediante el coeficiente de determinación (r^2) de cada variable independiente con respecto a todas las demás. Los problemas de multicolinealidad existen

cuando algún coeficiente de determinación es mayor o igual a 0,9 (Kleinbaum *et al.*, 1988; equivalente a un factor de inflación de varianza de 10).

Para evaluar la validez del modelo de regresión logística, y teniendo en cuenta el número de eventos ($n = 29$), se aplicó el método Validación cruzada dejando uno fuera (Arlot y Celisse, 2010). Este consiste en ajustar el modelo n veces removiendo un evento a la vez y calculando para cada uno la diferencia entre las probabilidades de acierto, incluyéndolo y excluyéndolo del análisis. Luego se hace la media aritmética de estas diferencias y se evalúa su valor.

Para medir la contribución de cada variable al modelo, se usó el coeficiente de correlación parcial (Prokhorov, 2001). Este parámetro mide la relación entre dos variables cuantitativas al controlar o eliminar el efecto de terceras; su fórmula para tres variables es la siguiente:

$$r_{YX_1.X_2} = \sqrt{\frac{(r_{YX_1} - r_{YX_2}r_{X_1X_2})^2}{(1-r_{YX_2}^2)(1-r_{X_1X_2}^2)}} \quad (\text{Eq. 2.1})$$

donde Y es la variable dependiente, X's son las variables independientes y $r_{YX_1.X_2}$ significa la correlación parcial entre Y e X_1 con X_2 fijo. Su expresión para más de tres variables es:

$$r_{YX_1.X_2.X_3...X_n} = \sqrt{\frac{(r_{YX_1.X_3...X_n} - r_{YX_2.X_3...X_n}r_{X_1X_2.X_3...X_n})^2}{(1-r_{YX_2.X_3...X_n}^2)(1-r_{X_1X_2.X_3...X_n}^2)}} \quad (\text{Eq. 2.2})$$

Esta técnica permite verificar la contribución de cada variable independientemente de su orden de magnitud, por lo tanto, permite la comparación del peso de las variables en el modelo, de un mejor modo que utilizando los coeficientes de regresión directamente.

Todos los análisis se realizaron con el complemento de Excel *Real Statistics Resource Pack*.

2.2.2 Variables predictoras usadas

El acotado número de flujos de alta descarga que ocurrieron durante el periodo de registro (se verá más adelante) no permite hacer una predicción espacio-temporal donde se emplearían un gran número de variables predictoras (baja relación número de casos–variables predictoras). Por lo tanto, el objetivo de la investigación es implementar un modelo predictivo para el

desencadenamiento de flujos de alta descarga en un área que se asume homogénea, donde las variables como el impacto antropogénico por cultivos o medidas estructurales, y las propiedades geotécnicas, geológicas y morfométricas no se tomen en cuenta como predictoras. El modelo utilizará variables con variación temporal sin variación espacial o con variación espacial azarosa, como se verá más adelante, las variables meteorológicas utilizadas se consideraron dentro de estas dos categorías.

2.2.2.1 Precipitación

En el área de estudio, hay tres estaciones meteorológicas con una resolución temporal de cinco a quince minutos, una está en el fondo del valle o *talweg* de la microcuenca Huanta, mientras que las otras dos están en el fondo del valle del Río Elqui (Figura 2.1 y Tabla 2.2). Teniendo en cuenta que el régimen de precipitación es casi homogéneo, el modelo se ajustó utilizando todas las estaciones simultáneamente. De esta manera, se asumió que el agua acumulada en cada estación meteorológica durante un evento de precipitación dependió únicamente de la distribución azarosa que tuvo este.

Tabla 2.2. Nombre, coordenadas, altitud y registro de estaciones meteorológicas.

Estación	Coordenadas (° S y O)	Altitud (m s.n.m.)	Registro
Vicuña	30,038-70,697	634	02/2004-presente
Rivadavia	29,962-70,539	900	09/2010-presente
Llanos de Huanta	29,827-70,354	1.696	07/2012-presente

Todas las estaciones pertenecen al Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA).

Para cada evento de precipitación, se usó la precipitación máxima en una hora. Esta decisión se debió al hecho de que los registros de los flujos de alta descarga siempre fueron poco después de la hora de máxima precipitación. Este tiempo resultó ser parecido al tiempo de concentración máximo entre las microcuencas activadas (1 h 30 min). El tiempo de concentración es el tiempo

necesario para que el agua fluya desde el punto más remoto de una microcuenca hasta su desembocadura, y es equivalente al momento de la descarga máxima si la duración de la precipitación es mayor o igual a este. Se calculó a partir de un modelo de elevación digital con resolución de 12,5 m (Alaska Satellite Facility, 2017), y a través de la ecuación de Giandotti (Giandotti, 1934; Efstratiadis *et al.*, 2014) definida como:

$$T_c = \frac{(4A^{0.5} + 1.5L)}{(0.8\Delta H^{0.5})} \quad (\text{Eq. 2.3})$$

donde A es el área de la microcuenca (km²), L es la longitud del cauce principal (km) y ΔH es la diferencia de elevación entre la altitud media de la microcuenca y la altitud de su desembocadura (m).

Para medir los eventos de precipitación que desencadenaron flujos de alta descarga, se usó la estación más cercana. Las distancias entre las microcuencas y las estaciones tuvieron un promedio de 6,46 km y un rango de 4,17 a 20,26 km. Estos valores son aceptables si se considera que la lluvia es generada por sistemas frontales con variaciones espaciales más pequeñas que las de origen convectivo. Las distancias entre las microcuencas y las estaciones se tomaron desde la sección de la quebrada principal que se ubica en la mitad de la zona con pendiente media mayor a 20 °. Este sector es el más propicio para el desencadenamiento de flujos de alta descarga según Hungr (2005).

2.2.2.2 Temperatura

En el desencadenamiento de flujos de alta descarga por lluvia, la altitud de la isoterma 0 °C juega un papel fundamental en la relación entre el agua sólida y líquida que precipita en la microcuenca. Si está muy por debajo de la altitud máxima de la microcuenca, una gran cantidad de agua precipitaría en estado sólido y se inhibiría el desencadenamiento de flujos de alta descarga. La altitud de la isoterma 0 °C tiene una influencia aún mayor si se considera que las pendientes mayores se encuentran en los sectores más altos, y el hecho de que se ubique un poco por debajo de la altitud máxima de la microcuenca puede inhibir el desencadenamiento de flujos de alta descarga al interrumpir la escorrentía superficial dónde tiene mayor poder erosivo.

La altitud de la isoterma 0 °C en la región, durante los eventos de precipitación de mayo a septiembre, tiene un promedio de 2.300 m s.n.m. y una desviación estándar de 250 m s.n.m. (Garreaud, 2013). Teniendo en cuenta que la altitud máxima de la microcuenca activada más alta

es de 3.716 m s.n.m., se decidió utilizar esta variable para el análisis predictivo. Como proxy de la altitud de la isoterma 0 °C, se usó la temperatura promedio durante la precipitación máxima en una hora en la estación Vicuña. Esta estación meteorológica es la que tiene el registro temporal más largo (Tabla 2.2). El uso de una estación meteorológica se basa en el hecho de que sus variaciones térmicas reflejan correctamente las variaciones de la altitud de la isoterma 0 °C, cuando hay precipitación (Garreaud, 2013).

A diferencia de los datos de precipitación en donde se usaron múltiples estaciones, para la temperatura se usó una sola, ya que esta variable tiene una variabilidad espacial más pequeña

Debido al retraso en la fusión de los cristales de hielo, la altitud de la isoterma 0 °C deja de tener influencia cuando se encuentra 50-200 m por encima de la altitud máxima de la microfrecuencia activada más alta (Garreaud, 1992; White *et al.*, 2010). Por lo tanto, es importante dar un límite superior a la temperatura observada en la estación Vicuña para que el modelo no la sobreestime. Por el gradiente adiabático húmedo del área, el límite es de 19,6 °C (\approx 3.900 m s.n.m.), y se usó para un caso donde la temperatura promedio durante la precipitación máxima en una hora superó dicho valor (Tabla 2.3).

Tabla 2.3. Registro de eventos de precipitación.

Fecha	Peak (mm)	Antecedente _{x-d} (mm)			T (°C)	Microcuencas activadas	Estación	Distancia (km)
		1	5	10				
2:15-12/05/2017	9,7	38,31	39,41	39,41	10,57	Cebollín (fb), Miraflores (fd) and Leiva (fd)	Vicuña	5,69
0:00-12/05/2017	6,85	25,73	25,73	25,73	11,76	Seca (fd)	Rivadavia	4,91
14:15-25/03/2015	6,1	22,76	24,02	24,02	16,3	Seca (fd)	Rivadavia	4,91
12:40-25/03/2015	5,7	18,1	18,1	18,1	16,73	Talcoma I (fd), Talcoma II (fd), Viñita (fd) and El Sauce (fd)	Vicuña	20,26
20:40-24/03/2015	8	6,69	6,69	6,69	16,68	Cebollín (fb), Miraflores (fd) and Leiva (fd)	Vicuña	5,69
14:30-24/03/2015	7,3	4,46	4,46	4,46	18,6	Culebra (fd)	Llanos de Huanta	4,17
12:50-24/03/2015	4,6	3	3	3	18,1	Cebollín (fb), Miraflores (fd) and Leiva (fd)	Vicuña	5,69
15/01/2013	13	0	0	0	19,6	Culebra (fd)	Llanos de Huanta	4,17
19/10/2015	5	0,60	12,48	12,98	10,6	Cebollín (fh), Miraflores (fh) and Leiva (fh)	Vicuña	5,69
08/08/2015	5,7	0,2	0,2	0,2	9,85	Cebollín (fh), Miraflores (fh) and Leiva (fh)	Vicuña	5,69
12/07/2015	4,58	5,95	5,95	5,95	9	Seca (fh)	Rivadavia	4,91
03/05/2005	5,84	0,51	0,51	0,51	13,1	Cebollín (fh)	Vicuña	5,69
25/07/2016	4,9	1,4	1,4	1,4	9,8	-	Rivadavia	-
03/06/2016	3,56	2,10	4,05	12,45	10,1	-	Llanos de Huanta	-
29/05/2016	5,7	6,9	6,9	6,9	12,75	-	Varillar	-
14/10/2015	6,6	10,79	10,79	10,79	5,1	-	Llanos de Huanta	-
13/09/2014	2,1	2,7	2,7	2,7	8,5	-	Rivadavia	-
12/06/2014	5,08	1,01	1,01	1,01	7,7	-	Rivadavia	-
20/07/2013	4,32	1,02	1,02	1,02	5,8	-	Llanos de Huanta	-
18/05/2013	3,1	12,49	12,49	12,49	10,8	-	Vicuña	-
15/07/2011	4,3	4,41	4,41	4,41	7,08	-	Vicuña	-
21/06/2011	3,29	2,01	11,95	11,95	7,8	-	Vicuña	-
18/06/2010	4,32	5,25	10,45	10,45	9,7	-	Vicuña	-
15/05/2010	4,32	12,12	18,87	18,87	11,3	-	Vicuña	-
28/06/2009	3,56	1,01	1,01	1,01	7,8	-	Vicuña	-
27/05/2008	4,82	1,77	1,77	1,77	9,5	-	Vicuña	-
26/07/2006	4,06	4,57	4,57	4,57	7,2	-	Vicuña	-
07/07/2006	3,8	1,27	1,27	1,27	11,5	-	Vicuña	-
21/07/2004	6,61	14,72	14,72	14,72	6,1	-	Vicuña	-

Para los eventos que desencadenaron múltiples flujos de alta descarga, se colocó la distancia a la microcuena más cercana; para aquellos que tienen la misma fecha, se especificó la hora de inicio. fb: flujo de barro, fd: flujo de detritos y fh: flujo hiper-concentrado.

2.2.2.3 *Precipitación antecedente*

La precipitación antecedente se utilizó en el modelo predictivo, ya que puede representar indirectamente la saturación del suelo y/o la nieve antecedente en la microcuenca. El primer fenómeno es un factor condicionante de los flujos de alta descarga ya que, cuanto más saturado está el suelo durante un evento lluvioso: a) más posibilidades habrán de que haya un fallamiento del terreno y b) menos agua se infiltrará y más agua escurrirá aumentando las probabilidades de desencadenamiento por erosión del lecho y paredes de los canales. La nieve antecedente también es un factor condicionante dado que, si la lluvia cae sobre la nieve acumulada en la microcuenca, esta última puede ser fundida total o parcialmente y aumentar el caudal de la escorrentía superficial.

Para cada evento de lluvia se recogieron las precipitaciones antecedentes de uno, cinco y diez días, a las cuales se les sustrajo la evapotranspiración potencial hasta el evento correspondiente. El último dato fue calculado por el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas a través de la ecuación de FAO Penman-Monteith (Evapotranspiración del cultivo, 2006), y fue implementado para comprender cuanta precipitación antecedente permanecía en el suelo al momento del evento de precipitación. Posteriormente se realizó un modelo por cada precipitación antecedente corregida a fin de comprender cual es la más influyente.

Es importante remarcar que no se analizaron precipitaciones antecedentes de más días por la alta evapotranspiración potencial presente en el área de estudio, debida en parte a la alta radiación y la baja humedad relativa.

2.2.3 *Registro de eventos de precipitación*

El registro de flujos de alta descarga se realizó a través de periódicos, comunicaciones impresas y orales de entidades gubernamentales y entrevistas en campo con habitantes próximos a las microcuencas. El registro comenzó en febrero de 2004, fecha en que se puso en funcionamiento la primera estación meteorológica, y finalizó en mayo de 2017.

Las precipitaciones sin flujos de alta descarga fueron seleccionadas a partir de las situaciones más leves de las precipitaciones desencadenadoras; esto resultó en que la precipitación máxima en una hora tuviese que ser superior a 2 mm y la temperatura media, mayor a 5 °C. Para estos eventos de lluvia se realizó un muestreo aleatorio estratificado proporcional, es decir que las estaciones

fueron elegidas al azar y tratando de emplear todas la misma cantidad de veces, sin embargo, dado que tienen longitudes de registro diferentes, algunas se utilizaron más que otras (Tabla 2.2).

En total se recogieron datos para ocho precipitaciones con flujos de detritos y/o flujos de barro, cuatro con flujos hiper-concentrados y diecisiete que no mostraron respuesta (Tabla 2.3). Dos precipitaciones desencadenadoras de flujos de alta descarga, ocurridas el 21/04/2004 y el 06/06/2011 tuvieron que ser descartadas por falta de funcionamiento en la estación Vicuña del pluviómetro para el primer caso, y del termómetro para el segundo.

2.3 Resultados

Los tres modelos ajustados mostraron un p-valor inferior a 0,05 para las variables temperatura y precipitación máxima en una hora, pero mayor para todas las precipitaciones antecedentes (entre 0,48 y 0,69). Para la construcción de regresiones múltiples, como en este caso, el p-valor indica la probabilidad de que los cambios de una cierta variable explicativa estén relacionados con cambios en la variable respuesta. Una variable explicativa con un p-valor mayor que 0,05 tiene una capacidad predictiva baja y, por lo tanto, poca importancia en la generación del modelo (Giannecchini *et al.*, 2016). Teniendo en cuenta sus p-valores, se excluyeron las variables de precipitación antecedente y se ajustó un nuevo modelo solo con las variables significativas.

El nuevo modelo tuvo una probabilidad de predicción correcta media de 0,81 (o 81 %; Figura 2.3). En este cálculo, se promedia la probabilidad de éxito que el modelo tuvo en cada evento de precipitación, sin definir aún los umbrales de probabilidad. También se decidió considerar las probabilidades para los eventos de precipitación sin flujos de alta descarga, ya que las falsas alarmas (se predijo un tipo de flujo y no se desencadenó) también son importantes, ya que reducen la credibilidad del modelo.

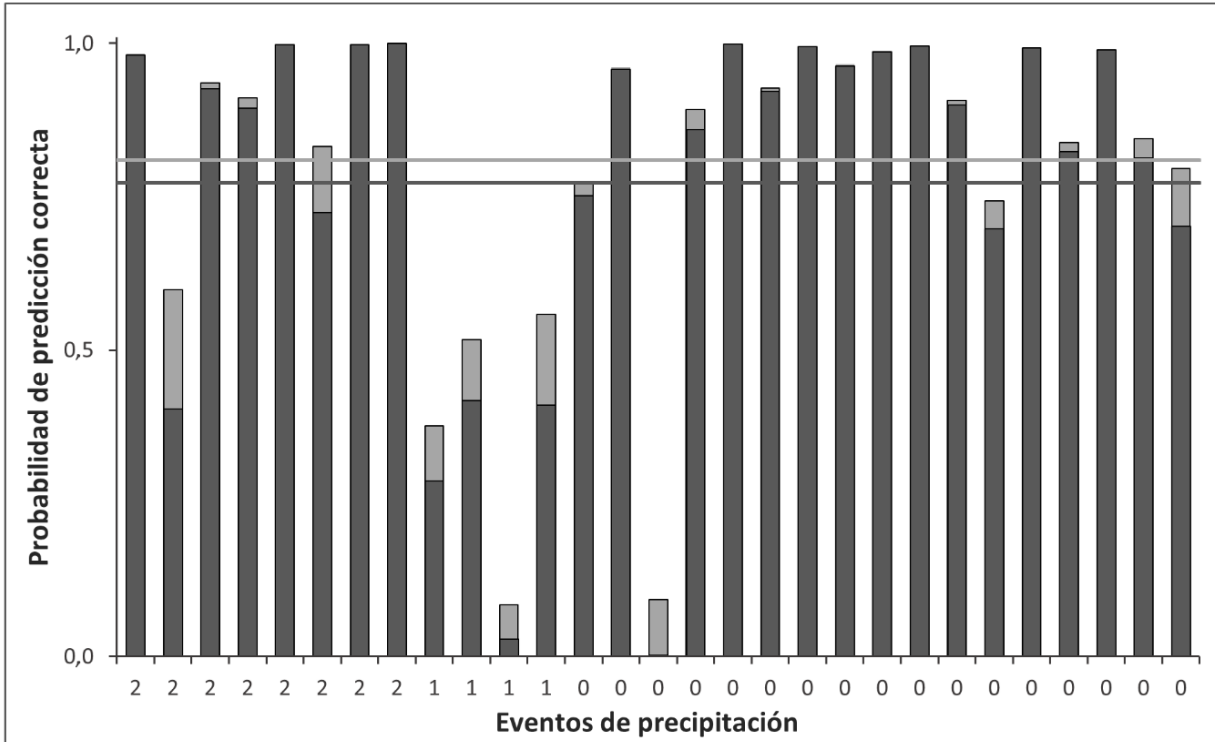


Figura 2.3. Probabilidades de predicción correcta para eventos de precipitación ajustados (barras color gris claro) y validados (barras color gris oscuro). Cuando no (sí) se observa la barra gris clara, la predicción entre el evento ajustado y el validado coincide (no coincide). La línea horizontal gris oscuro (clara) es la probabilidad de predicción correcta promedio para el modelo validado (ajustado).

La regresión logística, al ser del tipo ordinal, presenta dos ecuaciones finales al aislar la probabilidad:

$$p_1 = \frac{1}{1+e^{-(1.604 \cdot P_p - 0.759 \cdot T + 16.557)}} \quad (\text{Eq. 2.4})$$

$$p_2 = \frac{1}{1+e^{-(1.604 \cdot P_p - 0.759 \cdot T + 19.523)}} \quad (\text{Eq. 2.5})$$

dónde p_1 es la probabilidad de que no se desencadene un flujo de alta descarga, p_2 es la probabilidad de que no se desencadene un flujo de detritos o de barro, P_p es la precipitación máxima en una hora (mm) y T es la temperatura promedio en la estación de Vicuña durante dicha precipitación (°C).

Cuando la primera ecuación es mayor que 0,5, hay más probabilidad de que no ocurran flujos de alta descarga; cuando la primera es menor que 0,5 y la segunda mayor que 0,5, hay más probabilidad de que ocurran flujos hiper-concentrados; y cuando la segunda es menor que 0,5, hay más probabilidad de que se desencadenen flujos de detritos o de barro.

Las variables predictoras significativas, temperatura y precipitación máxima en una hora, no tuvieron problemas de multicolinealidad ($r^2 = 0,26$).

El modelo elegido fue validado con el método Validación cruzada dejando uno fuera. En la Figura 2.3 se observa que, para cada caso, la diferencia entre la probabilidad del evento ajustado (incorporándolo en el modelo) y el validado (excluyéndolo), suele ser muy pequeña. La media aritmética de las diferencias para todos los eventos fue de 0,04 (4 %; Figura 2.3). Esta pequeña diferencia entre el ajuste y la validación permitió considerar al primero como confiable y apto para predecir la ocurrencia de flujos de alta descarga.

Con la certeza de que el modelo ajustado presentó una validación correcta y sus variables predictoras no tuvieron problemas de multicolinealidad, se definieron los umbrales para los diferentes tipos de flujos de alta descarga. Se consideró apropiado definir como umbrales para la ocurrencia de flujos hiper-concentrados, y flujos de detritos y de barro, sus respectivas probabilidades de 50 % (Figura 2.4). Para estos umbrales, el modelo tuvo una eficiencia en la predicción de flujos de alta descarga del 90 % (proporción expresada como porcentaje, entre el número de predicciones exitosas y el número total de casos). En 29 casos, solo generó una falsa alarma y dos alarmas fallidas (no se predijo un tipo de flujo de alta descarga y este ocurrió).

El modelo tuvo una eficiencia específica para los flujos hiper-concentrados y los flujos de detritos y de barro del 50 y 100 %, respectivamente (Figura 2.4; relaciones expresadas como porcentaje, entre el número de predicciones exitosas para estos tipos de flujos de alta descarga y el número total de estos flujos de alta descarga).

Como se esperaba, a partir de las ecuaciones de la regresión logística final se observa que las dos variables predictoras tienen una correlación positiva con los flujos de alta descarga. A partir del análisis de los coeficientes de correlación parcial entre las variables predictoras seleccionadas y la ocurrencia de flujos, se estableció que la temperatura tiene un valor de 0,7 y la precipitación máxima en una hora de 0,47.

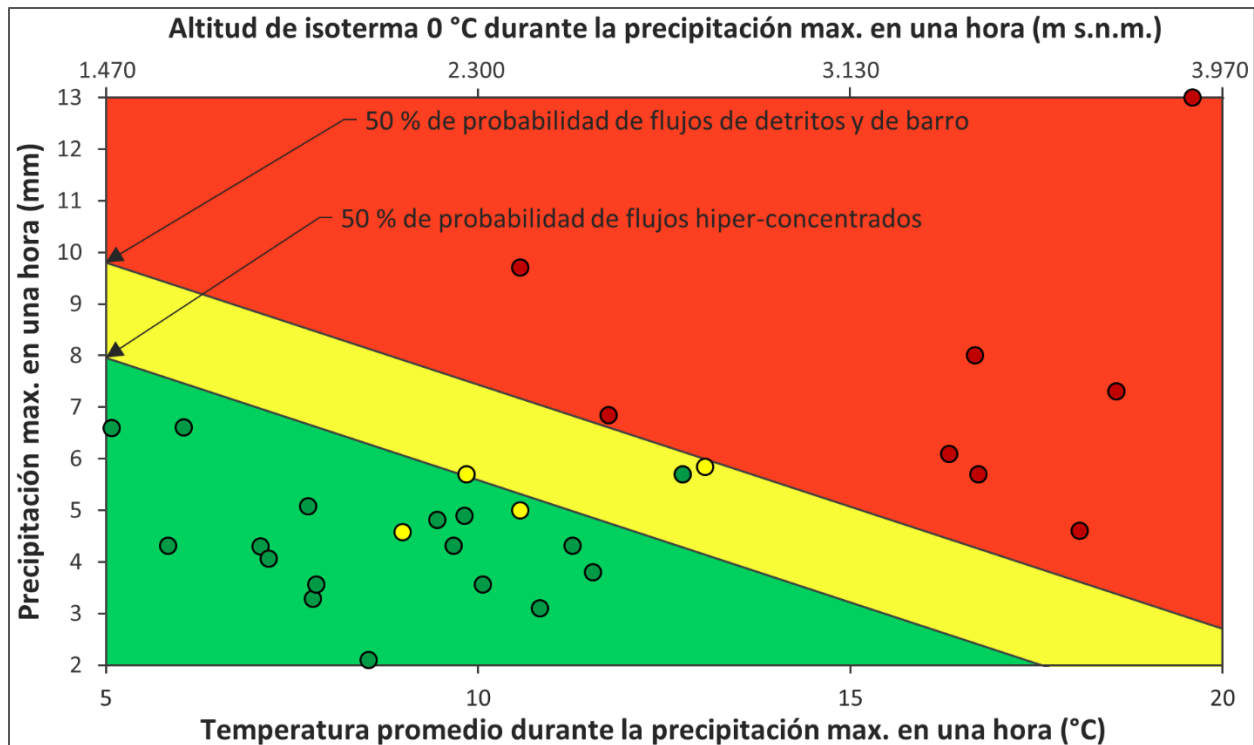


Figura 2.4. Gráfico que muestra los eventos de precipitación recolectados y los umbrales meteorológicos con una probabilidad del 50 %, para flujos hiper-concentrados y flujos de detritos y de barro. Los círculos verdes corresponden a eventos de precipitación que no desencadenaron flujos de alta descarga, los círculos amarillos (rojos) a eventos de precipitación que desencadenaron flujos hiper-concentrados (flujos de detritos y de barro).

2.4 Discusión

El modelo de predicción estadística tuvo una eficiencia específica media para los flujos hiper-concentrados, ya que son fenómenos de menor energía y umbrales de lluvia menores. Por el contrario, para los flujos de detritos y flujos de barro, el modelo tuvo una eficiencia específica excelente, ya que son fenómenos de mayor energía y umbrales de lluvia mayores. De hecho, la probabilidad mínima de acierto para estos últimos flujos de alta descarga fue de 60 % (Figura 2.4).

Se considera prudente implementar el sistema de alerta temprana (evacuación de la población expuesta, cierres de carreteras, etcétera), cuando se supera el umbral de flujos hiper-concentrados en un pronóstico meteorológico. Este umbral representa una condición atmosférica conservadora para el desencadenamiento de flujos de detritos y barro, los cuales fueron históricamente los flujos de alta descarga más destructivos. Umbrales probabilísticos similares se utilizaron en

investigaciones recientes (Giannecchini *et al.*, 2016; Staley *et al.*, 2017). Las variables de entrada del modelo (precipitación máxima en una hora y temperatura promedio durante esta) se pueden obtener fácilmente a partir de las tradicionales salidas de los pronósticos meteorológicos regionales. Esto facilita la implementación del sistema de alerta temprana.

Las tres predicciones en las que la probabilidad de éxito fue inferior al 50 % (predicciones erróneas) se deben probablemente a la influencia no medida del impacto antropogénico y las propiedades geológicas, geotécnicas y morfométricas. Sin embargo, en el registro de eventos de precipitación parecería observarse una preponderancia del clima por sobre las variables espaciales, debido a que cuando las lluvias desencadenan flujos de alta descarga, estos se pueden observar en varias microcuencas (Tabla 2.3).

Un resultado interesante es la baja significancia estadística de la precipitación antecedente en la generación de los modelos. Aunque este resultado no se esperaba, coincide con otras investigaciones donde se muestra que en las zonas semi-áridas con escasa vegetación, la ocurrencia de flujos de detritos no requiere humedad edáfica previa, ya que sus mecanismos desencadenantes son arrastre en el canal o fallamiento superficial (Coe *et al.*, 2008; Kean *et al.*, 2013). Teniendo en cuenta que los flujos de alta descarga se pueden desencadenar sin valores elevados de humedad edáfica previa, es lógico que el modelo no detecte la influencia de esta variable.

Berti *et al.* (2012) indican que los umbrales de intensidad–duración, para los flujos de detritos generados a partir de movimientos en masa profundos, son más inciertos ya que no consideran la humedad edáfica. Los resultados obtenidos muestran que la humedad edáfica se puede evaluar utilizando como indicador la precipitación antecedente corregida en modelos estadísticos que permitan el uso de múltiples variables predictoras, como la regresión logística.

La mayor influencia en el desencadenamiento de flujos de alta descarga de la temperatura o altitud de la isoterma 0 °C, en comparación con la precipitación máxima en una hora, puede ser sorprendente. Sin embargo, se debe considerar que la mayor cantidad de eventos de precipitación ocurren en el semestre frío cuando la altitud de la isoterma 0 °C es muy baja, por lo tanto, solo en los semestres cálidos con anomalía de precipitación positiva, o en los semestres fríos con anomalía de temperatura positiva, pueden ocurrir flujos de alta descarga. Teniendo en cuenta esta importante influencia de la altitud de la isoterma 0 °C, es probable que en la fase positiva del El Niño-Oscilación del Sur no ocurran más flujos de alta descarga en la región únicamente por el aumento

de la lluvia, como describieron Sepúlveda *et al.* (2006), pero también por la anomalía de temperatura positiva descrita por Rosenblüth *et al.* (1997).

A pesar de los buenos resultados, el modelo podría mejorar si se ampliara el registro de datos temporales y se instalaran más estaciones meteorológicas cerca de las cabeceras de las microcuencas.

2.4.1 *Comparación de los umbrales generados con los de otros estudios*

La mejor eficiencia del modelo presentado en esta Tesis de Doctorado, en comparación con el desarrollado en el artículo de Sepúlveda *et al.* (2008), puede deberse a la mayor resolución temporal de los datos de temperatura y precipitación. De hecho, los tiempos de ocurrencia de los flujos de alta descarga reportados fueron siempre poco después de la precipitación máxima en una hora, lo que indica que los datos diarios atenúan la intensidad real. Otra diferencia que podría influir fue el uso de más de una estación meteorológica, lo que permitió utilizar la más adecuada para cada microcuenca.

Respecto a las investigaciones que utilizan intensidad y duración, como la de Brunetti *et al.* (2010), la mayor probabilidad de predicción obtenida puede deberse a los diferentes métodos estadísticos empleados, sin embargo, los diferentes climas y las diferentes geologías donde se realizaron las investigaciones dificultan la comparación. Lo que es importante tener en cuenta es que el peso del coeficiente de correlación parcial, entre la altitud de la isoterma 0 °C (representada por la temperatura) y la ocurrencia de flujos de alta descarga, demuestra la importancia de esta variable independiente cuando está cerca o por debajo de las altitudes máximas de las microcuencas.

Sepúlveda *et al.* (2008), a través de los coeficientes de correlación parcial, calcularon que las variables explicativas significativas de mayor peso para flujos de alta descarga son la precipitación diaria, seguida de la altitud de la isoterma 0 °C y finalmente la precipitación antecedente. Este resultado difiere del presente estudio en el que la lluvia desencadenante tiene un peso menor que la altitud de la isoterma 0 °C (temperatura), y la precipitación antecedente no tiene influencia significativa. La diferencia puede deberse a que: (1) el sector estudiado en esta investigación es diferente y se ubica 390 km más al norte, y (2) las variables utilizadas difieren en la resolución temporal. La región andina de Santiago de Chile tiene una menor evapotranspiración potencial

(clima menos árido; Sarricolea *et al.*, 2016), lo que explicaría por ejemplo, el diferente peso de la precipitación antecedente.

2.5 Conclusiones

En este estudio, se generó un modelo de regresión logística ordinal para la predicción de diferentes tipos de flujos de alta descarga, utilizando dos variables meteorológicas registradas en tres estaciones durante catorce años. El modelo tuvo una validación estadística correcta y una probabilidad media de predicción correcta del 81 %.

El estudio cubrió un área de 2.000 km², con gran cantidad de movimientos en masa históricos y prehistóricos. A partir del modelo, se decidió tomar como umbrales para flujos hiper-concentrados, y para flujos de detritos y de barro, sus respectivas probabilidades de 50 %. Para estos umbrales, la regresión logística ordinal tuvo una eficiencia en la predicción de flujos de alta descarga del 90 % y una eficiencia específica para los flujos hiper-concentrados y los flujos de detritos y de barro del 50 y 100 %, respectivamente. Se considera prudente implementar el sistema de alerta temprana cuando el umbral de flujos hiper-concentrados se supera en un pronóstico meteorológico.

A partir de las regresiones logísticas, se encontró que las precipitaciones antecedentes de uno, cinco y diez días no tuvieron una influencia significativa en el desencadenamiento de flujos de alta descarga. Este resultado permitió hipotetizar que los flujos de alta descarga de la zona se desencadenarían por arrastre en el canal y superficies de falla superficiales, y no por superficies de falla profundas.

A partir de los coeficientes de correlación parcial entre cada variable explicativa significativa y la ocurrencia de flujos de alta descarga, se supo que la altitud de la isoterma 0 °C tiene un peso mayor que la precipitación máxima en una hora. Este último resultado sugiere que la fase positiva de El Niño-Osilación del Sur no solo estaría forzando un aumento en la cantidad de flujos de alta descarga regionales debido a la anomalía positiva que induce en las precipitaciones, sino que también por la anomalía positiva que genera en la temperatura.

CAPÍTULO 3

FLUJOS DE DETRITOS DESENCADENADOS POR FUSIÓN DE NIEVE ESTACIONAL Y HIELO DENTRO DE LA CAPA ACTIVA EN LOS ANDES SEMI-ÁRIDOS



Obstrucción de la Ruta Nacional 7 (Mendoza) debido al flujo de detritos ocurrido por fusión el 28 de diciembre del 2015 en la microcuenca Arroyo Taure

Índice

3.1 Introducción	67
3.1.1 <i>Área de estudio</i>	67
3.1.1.1 <i>Geología y geomorfología</i>	68
3.1.1.2 <i>Clima</i>	71
3.2 Metodología	73
2.2.1 <i>Registro de eventos</i>	73
3.2.2 <i>Precipitación y sismos</i>	75
3.2.3 <i>Temperatura y radiación a escala diaria</i>	76
3.2.4 <i>Contribución del derretimiento de nieve</i>	77
3.2.5 <i>Tendencias climáticas</i>	78
3.3 Resultados	79
3.3.1 <i>Cluster 2011</i>	79
3.3.2 <i>Cluster 2016</i>	81
3.3.3 <i>Cluster 2017</i>	83
3.3.4 <i>Tendencias de temperatura</i>	85
3.4 Discusión.....	86
3.4.1 <i>Patrones de los clusters</i>	86
3.4.2 <i>Origen del agua que alimenta los flujos de detritos</i>	88
3.4.3 <i>Frecuencia actual y evaluación de su futuro</i>	90
3.5 Conclusiones	90

3.1 Introducción

Como se mencionó en el Capítulo 1, al día de hoy, los flujos de detritos por fusión de la región son poco conocidos ya que ningún estudio examinó sus factores causales condicionantes y desencadenantes, el origen del agua que contienen y su relación con las variables climáticas que los controlan.

En enero de 2017, un *cluster* temporal⁴ de cuatro flujos de detritos ocurrió en la microcuenca Difunta Correa de los Andes Semi-Áridos Chilenos. Las notas periodísticas indicaron que los flujos de detritos se desencadenaron por fusión del manto níveo. La microcuenca activada se encuentra cerca de estaciones meteorológicas con elevaciones que cubren todo su rango altitudinal, y con períodos de registro que permiten conocer las variaciones climáticas recientes. Teniendo en cuenta la escasez de estaciones meteorológicas de los Andes Centrales y Semi-Áridos (Vuille *et al.*, 2015), esta situación proporciona una oportunidad única para conocer en detalle los flujos de detritos gatillados por fusión de la región. Por esta razón se decidió realizar un estudio climático, geomorfológico y geomático para comprender sus principales características termo-radiativas, sus posibles fuentes de agua y sus frecuencias actuales como futuras.

3.1.1 Área de estudio

La microcuenca Difunta Correa se ubica en los Andes Semi-Áridos Chilenos y fluye hacia la ruta CH-41, carretera que une Argentina y Chile a través del Paso Internacional Agua Negra (4.799 m s.n.m.; Figura 3.1). No hay pueblos cercanos, pero hay mucho tráfico debido a la importancia del paso fronterizo. En la temporada de verano 2016-2017, por ejemplo, 18.000 vehículos cruzaron por este sector de la ruta (diario El Día, 2018).

El tráfico vehicular ocurre entre diciembre y marzo, ya que el paso se cierra entre abril y noviembre debido a las inclemencias del tiempo (bajas temperaturas, nevadas, etcétera).

⁴ Se utilizó el término “*cluster* temporal” para hacer referencia a un grupo de flujos de detritos que ocurrieron muy cercanos temporalmente (normalmente con una diferencia de un día), y los cuales se gatillaron por la misma ola de calor.

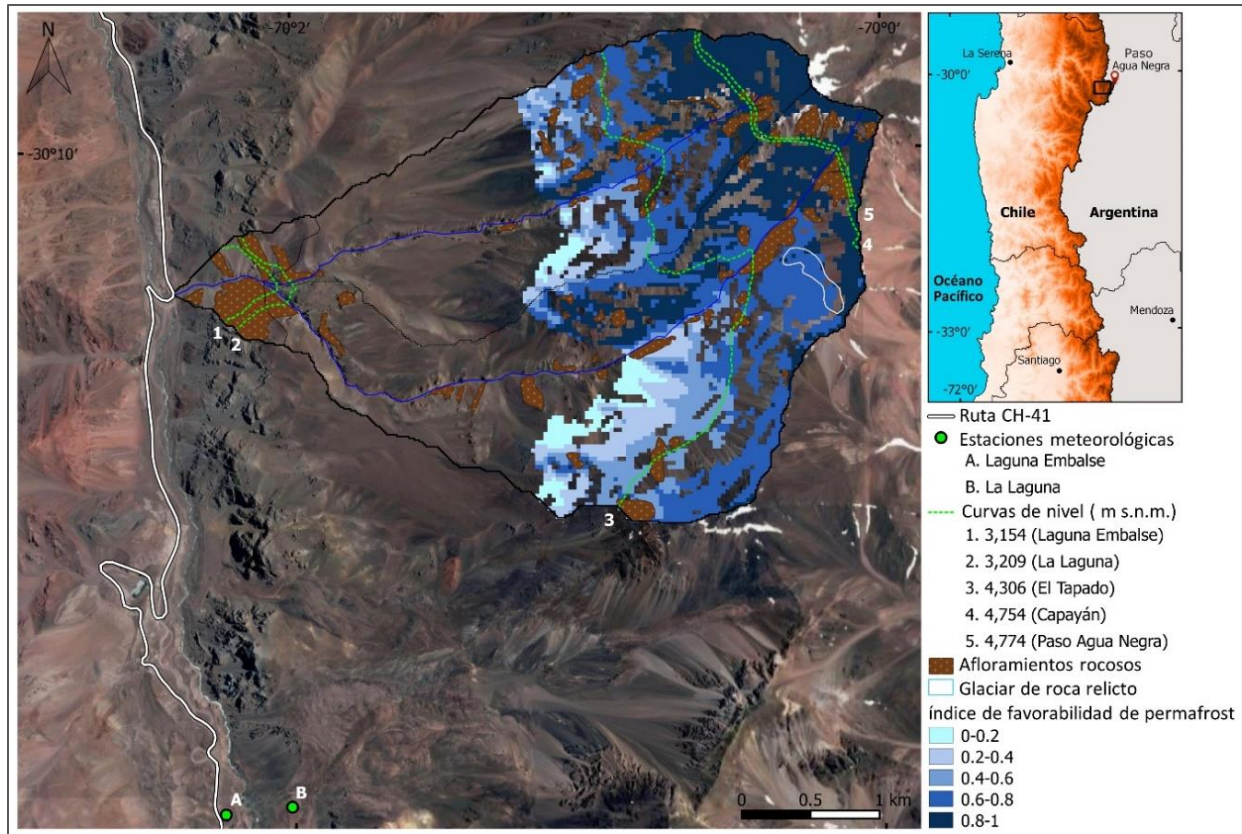


Figura 3.1. La microcuenca Difunta Correa y su ubicación en los Andes Semi-Áridos chilenos. El índice de favorabilidad de permafrost fue realizado por Azócar *et al.* (2017) y el glaciar de roca relictó fue identificado en el mismo trabajo.

3.1.1.1 Geología y Geomorfología

La microcuenca Difunta Correa se encuentra dentro de la cuenca del Río Elqui, tiene un área de 11,3 km², una pendiente media de 28,8 °, se alarga en la dirección Este-Oeste y su altitud varía entre los 2.909 y 5.035 m s.n.m. (Δh : 2.126 m). Consiste en dos sub-microcuencas, una ubicada en el sector norte de 4,6 km² y otra ubicada al sur de 6,2 km² (Figura 3.1). Su tiempo de concentración es de 51 minutos de acuerdo con la ecuación de Giandotti (ver apartado Precipitación del Capítulo 2).

El coeficiente de compacidad (Kc) de la microcuenca es de 1,48, perteneciendo a la clase de oval redonda a oval oblonga (Schiehti, 1985). El Kc es la relación entre el perímetro de la microcuenca (P) y el perímetro de un círculo cuya área es igual al área de la microcuenca (A). Indica la capacidad de la microcuenca para concentrar diferentes volúmenes de agua de

escorrentía; valores más (menos) cerca de uno concentran para el mismo valor de área y agua disponible, mayores (menores) volúmenes de escorrentía. La expresión de K_c es:

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \quad (\text{Eq. 3.1})$$

En la microcuenca no hay ningún tipo de glaciar activo (Varela *et al.*, 2014) y hay un glaciar de roca relicto (Azócar *et al.*, 2017). Desde el 2010, los manchones de nieve desaparecieron completamente al final del período de ablación (marzo-abril).

El índice de favorabilidad de permafrost en los Andes Semi-Áridos Chilenos (probabilidad de presencia de permafrost de 0 a 1) fue modelado por Azócar *et al.* (2017). En este estudio se ajustó un modelo aditivo generalizado (empírico, no-lineal, múltiple, logístico y espacial) utilizando como variables independientes la temperatura media anual del aire y la radiación solar potencial entrante, y como variable dependiente el estado de actividad de los glaciares de roca (distribución categórica donde a los glaciares de roca intactos se les asignó un valor de 1 y a los glaciares de roca relictos se le asignó un valor de 0). A partir de este estudio, se pudo establecer que en la microcuenca, el área con índice de favorabilidad positivo es de 4,8 km² (43 %; Figura 3.1), y que esta área tiene en promedio: un índice de 0,67, una pendiente de 29,9 ° y una orientación de 250 ° [oeste; datos obtenidos de un modelo de elevación digital a una resolución de 12,5 m (ALOS PALSAR, 2018)].

Aunque en la microcuenca no hay datos sobre el espesor de la capa activa, las mediciones de temperatura del manto detrítico realizadas a 9-10 km de su centroide indican que, entre los 3.786 y 4.440 m s.n.m., el espesor de la capa activa tiene una alta variación espacial y oscila entre 2,6 y 6 m (Universidad Católica de Chile, 2010). No hay datos sobre el contenido de hielo del permafrost de la microcuenca. Milana y Güell (2008) midieron por geofísica un contenido de hielo de 19,5 % en un glaciar de roca criogénico distante a 9 km del centroide de la microcuenca; si bien este valor no es extrapolable directamente da una información base del permafrost regional. Es común que el suelo presente un *tálik* entre la base de la capa activa y la tabla de permafrost (Schrott, 1998). El ciclo de temperatura diario en condiciones de sequedad se manifiesta hasta una profundidad de 1 m, donde tiene una amplitud de una décima de grado y un cambio de fase de 15-18 horas (Schrott, 1991).

La microcuenca Difunta Correa se encuentra dentro de la sub-unidad morfotectónica de Cordillera Frontal del Este (Figura 1.7), que se alarga en la dirección Norte-Sur y presenta un paisaje alterado por la actividad glacial cuaternaria (Aguilar *et al.*, 2013). En el sector oriental y más alto de la microcuenca, aflora la Formación Pastos Blancos, de edad Triásico Medio a Paleozoico (Maskaev *et al.*, 1984; Figura 3.2). Esta formación está compuesta por coladas lávicas ácidas e intermedias, piroclastos y sedimentitas. Sobre esta se apoya, por medio de la falla inversa La Laguna, el Miembro Escabroso perteneciente a la Formación Doña Ana (Maskaev *et al.*, 1984). Este miembro aflora en el sector oeste y más bajo de la microcuenca (Figura 3.2), y está compuesto por coladas lávicas andesíticas y basálticas, de edad oligocena a miocena.

Los afloramientos rocosos de las formaciones mencionadas ocupan el 7,5 % de la microcuenca, mientras que la cubierta restante está compuesta por depósitos cuaternarios no-consolidados. Estos son de tipo coluvial en las laderas de la microcuenca y aluvional en el fondo de la quebrada.

Los mecanismos desencadenantes de los flujos de detritos de la zona suelen ser fallamientos planos someros y/o arrastre en el canal (Mergili *et al.*, 2012; Capítulo 2).

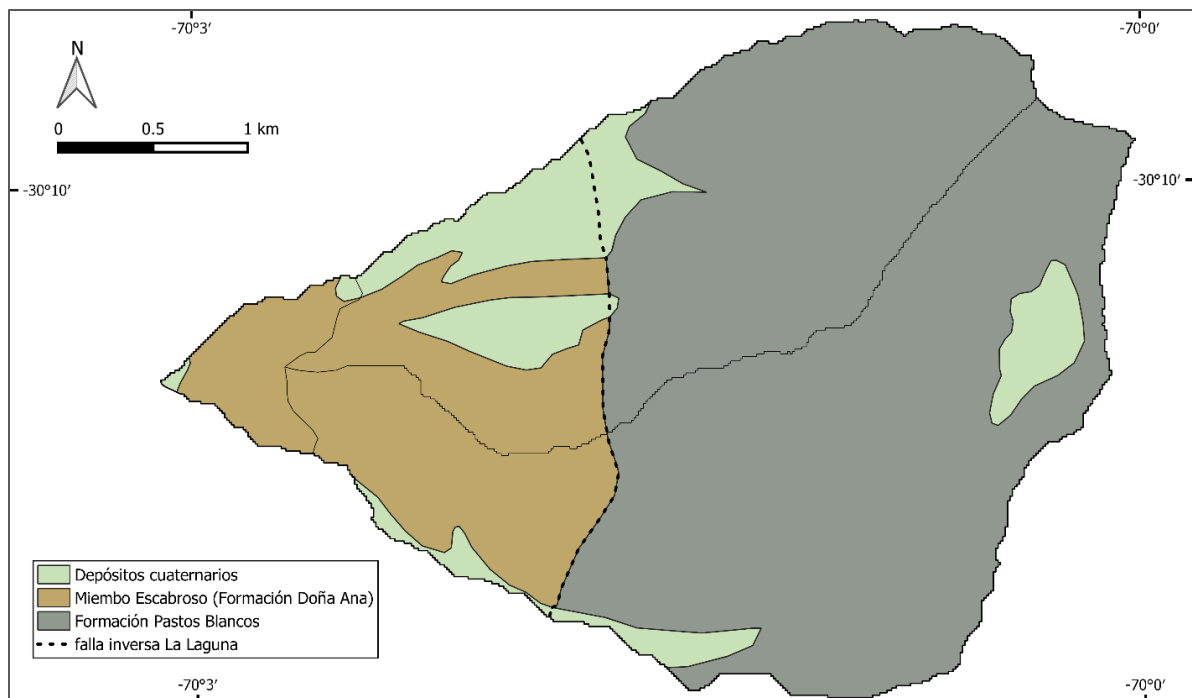


Figura 3.2. Mapa geológico de la microcuenca Difunta Correa modificado de Martin *et al.* (1995).

3.1.1.2 *Clima*

El clima de este sector de Chile es de tipo tundra con veranos secos (Sarricolea *et al.*, 2016). Si bien el área de estudio se encuentra en la región con predominancia de clima Pacífico, son usuales las precipitaciones convectivas durante el trimestre diciembre-febrero.

En la desembocadura de la microcuenca, la precipitación promedio anual es de 162 mm, con un 78 % concentrado entre mayo y agosto (período 1964-2016 de la estación meteorológica Laguna Embalse de Figura 3.1 y Tabla 3.1). La precipitación se produce principalmente a través de nevadas y aumenta con la altitud (ver apartado Contexto climático del Capítulo 1). Dominando la dirección del viento desde el oeste, el transporte de nieve hacia las laderas orientadas al este es un proceso común.

La temperatura trimestral media varía entre 4,8 °C para diciembre-enero-febrero y -5,4 °C para junio-julio-agosto (datos de la estación meteorológica El Tapado de Tabla 3.1 y Figura 3.1). La radiación solar entrante potencial promedio (suma de la radiación solar entrante directa y difusa) de la microcuenca, para diciembre-enero es de 35,3 MJ m⁻² d⁻¹ (Figura 3.3; datos calculados utilizando la versión 2.12 de SAGA GIS y una transmitancia atmosférica concentrada de 0,9). La sublimación y evaporación son altamente variables en el espacio y el tiempo porque dependen de variables como la velocidad del viento, la radiación neta de onda corta, la radiación neta de onda larga, la humedad relativa, la rugosidad y el espesor de la nieve (MacDonell *et al.*, 2013). A 4.775 m s.n.m. y para diciembre-enero, la suma promedio de sublimación y evaporación es de 3,6 mm d⁻¹, lo que representa el 70 % de la ablación (Ayala *et al.*, 2017).

Tabla 3.1. Estaciones meteorológicas utilizadas durante los *clusters* temporales de flujo de detritos 2011, 2016 y 2017.

Estación	Institución	Altitud (m s.n.m.)	Coordenadas (° S y O)	Variables	Resolución	Distancia (km)	Operación		
							2011	2016	2017
La Laguna	CEAZA	3.209	30,20-70,04	T, P, R	horaria	4,7	-	sí	-
Laguna Embalse	DGA	3.154	30,20-70,04	T, P	diaria	5,0	sí	sí	sí
El Tapado	CEAZA	4.306	30,16-69,91	T, P, R	horaria	9,4	-	sí	-
Llano de las Liebres	CEAZA	3.565	30,26-70,63	P	horaria	12,3	-	-	sí
Paso Agua Negra	CEAZA	4.774	30,19-69,83	T, R	horaria	18,1	-	sí	sí
Capayán	IANIGLA	4.754	30,17-69,80	T, P, R	horaria	20,0	-	-	sí
Río Toro	DGA	2.165	29,97-70,09	P	diaria	23,5	-	sí	sí
Juntas	DGA	2.150	29,98-70,09	P	diaria	24,2	sí	-	sí
Huanta	DGA	1.240	29,85-70,38	P	diaria	50,9	sí	sí	sí
Llanos de Huanta	CEAZA	1.696	29,83-70,36	P	horaria	51,6	-	-	sí

T: temperatura, P: precipitación y R: radiación entrante.

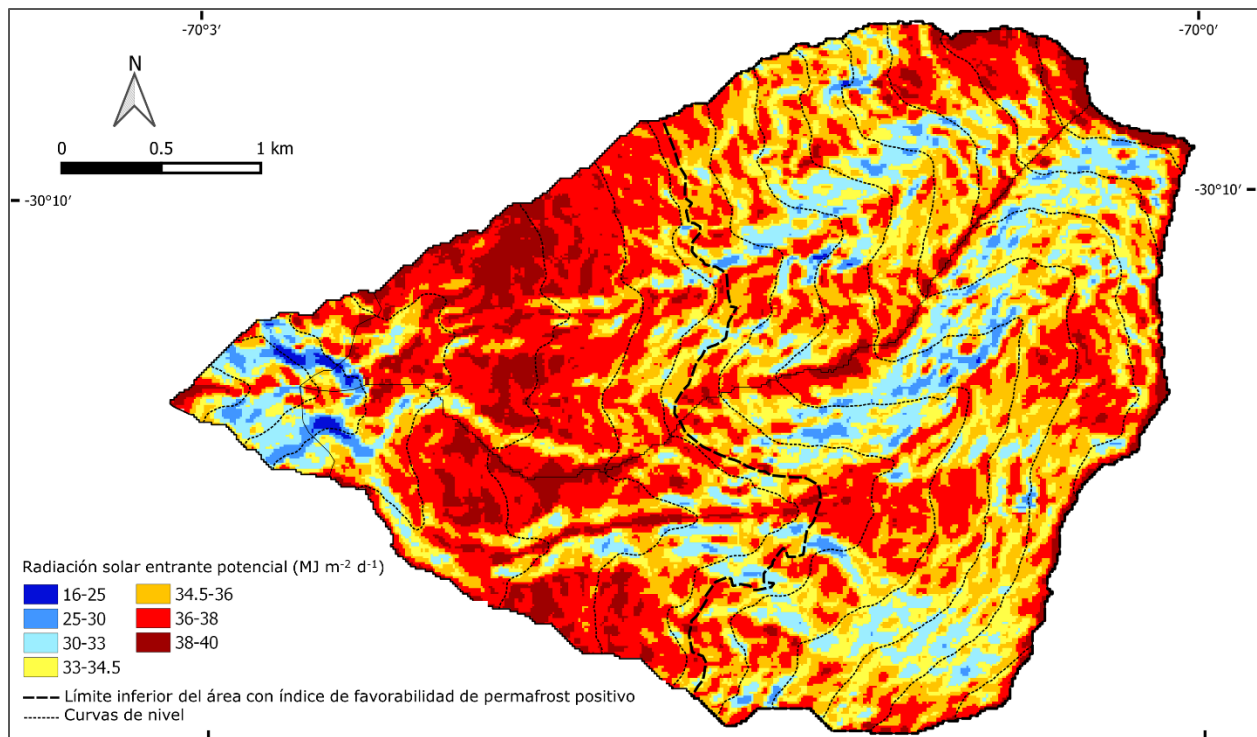


Figura 3.3. Radiación solar potencial entrante de la microcuenca para diciembre-enero. Las curvas de nivel se mapearon para mostrar la baja dependencia de la radiación con la altitud.

3.2 Metodología

3.2.1 Registro de eventos

Para conocer la cantidad y los tipos de movimientos en masa históricos de la microcuenca y la posible existencia de fenómenos similares al *cluster* 2017, los eventos anteriores se identificaron con fechas precisas. El registro se inició en 1997, año en que comenzó a operar el paso fronterizo Agua Negra. En total, a través de periódicos (diario El Observa Todo, 2018; diario Cuyo, 2018; diario El Día, 2018; diario El Serenense, 2018; diario MDZ, 2018; diario Tiempo de San Juan, 2018; diario Impulso, 2018) y comunicaciones orales e impresas de la aduana chilena (Red de cruces fronterizos, 2018), se registraron otros dos *clusters* temporales de flujo de detritos en 2011 y 2016.

Los tres *clusters* registrados duraron de tres a cinco días y sus flujos de detritos se produjeron entre las 18 horas y las 5 horas de la madrugada del día siguiente (Tabla 3.2). El tiempo de los eventos se obtuvo a través de las notas periodísticas y las comunicaciones impresas y orales de la aduana chilena. Los intervalos de incertidumbre para algunos eventos se deben a que los flujos de detritos ocurrieron en el período entre el cierre del paso y el control matinal del personal de la aduana.

Aunque todos los flujos de detritos fueron de una magnitud tal, capaz de interrumpir el tráfico durante varias horas, solo se pudo calcular el volumen total del *cluster* 2017, que fue de aproximadamente 27.000 m³ (estimado por el área y los espesores promedio del depósito principal; Figura 3.4). Los posibles cambios geomorfológicos se determinaron con imágenes Sentinel-2 adquiridas personalmente e imágenes SPOT 6, SPOT 7 y Quickbird observadas a través de programa *Google Earth*. La resolución espacial de las imágenes mencionadas varía entre 10 y 2,6 m.



Figura 3.4. Fotografías del flujo de detritos del 01/12/2017 tomadas desde: (a) la quebrada principal y (b) la ruta CH-41. El vehículo todoterreno rojo oscuro proporciona una referencia espacial y escalar.

Tabla 3.2. Flujos de detritos registrados en la microcuenca Difunta Correa durante el período 1997-2017.

<i>Cluster</i>	<i>Fecha</i>	<i>Hora</i>	<i>Fechas de escenas</i>	<i>Tiempo entre escenas (d)</i>	<i>Sensor</i>	<i>Área del depósito principal (m²)</i>
	26/12/2011	21:00	11/12		LANDSAT 7	
2011	27/12/2011	entre 22:00 y 5:00	-	16	-	-
	28/12/2011	entre 22:00 y 5:00	27/12		LANDSAT 7	
2016	20/1/2016	23:30	15/1		LANDSAT 8	
	21/1/2016	entre 22:00 y 5:00	-	8	-	9.690
	22/1/2016	desde 18:00 a 20:30	23/1		LANDSAT 7	
2017	12/1/2017	entre 22:00 y 5:00	9/1		LANDSAT 7	
	13/1/2017	entre 22:00 y 5:00	-	8	-	22.300
	14/1/2017	entre 22:00 y 5:00	17/1		LANDSAT 8	
	16/1/2017	entre 22:00 y 5:00				

Cada fecha se refiere al tiempo mínimo.

3.2.2 *Precipitación y sismos*

Para determinar si los flujos de detritos fueron desencadenados por la fusión de nieve y/o hielo intersticial, fue necesario examinar factores desencadenantes alternativos, como la lluvia o los sismos. Para la lluvia, se revisaron las nueve estaciones meteorológicas más cercanas, ubicadas entre 4,7 y 51,6 km del centroide de la microcuenca (Tabla 3.1; DGA, 2018; CEAZA, 2018; IANIGLA, 2018). Esta información se complementó con los registros diarios de precipitación del conjunto de datos de Reanálisis del Centro Nacional de Predicción Ambiental-Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCEP-NCAR; Kalnay *et al.*, 1996) y del Centro de Predicción Climática Morphing (Joyce *et al.*, 2004; ver apartado Introducción del Capítulo 2). El exhaustivo relevamiento meteorológico se debió al hecho previamente mencionado de que en este sector y durante el período estival ocurren comúnmente lluvias convectivas.

Si bien los flujos de detritos rara vez son desencadenados por sismos, siendo una zona telúricamente activa se revisó la sismicidad durante los *clusters* a través del catálogo virtual del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, 2018). Siguiendo el umbral empírico de Moreiras (2006), se establecieron sismos potencialmente influyentes como aquellos de magnitud mayor o igual a 3,9, y distancias con la microcuenca de hasta 250 km.

3.2.3 *Temperatura y radiación a escala diaria*

Se investigaron las temperaturas y radiaciones entrantes, anteriores, sincrónicas y posteriores a los *clusters* para comprender sus influencias en la ocurrencia de los *clusters* y para encontrar posibles características comunes entre los casos. El análisis se realizó a través de series diarias de valores máximos y acumulaciones horarias, desde los 30 días anteriores al comienzo de los *clusters* hasta los primeros días posteriores a sus finalizaciones. Los datos se recopilaron de las cinco estaciones más cercanas espacial y altitudinalmente. Las estaciones Laguna Embalse, La Laguna El Tapado, Capayán y Paso Agua Negra están por encima del 2, 3, 65, 94 y 95% del área de la cuenca respectivamente (Figura 3.1 y Tabla 3.1).

La acumulación de temperatura horaria (grados-hora) se calculó sumando las temperaturas promedio horarias positivas de cada día. Este dato indica la cantidad acumulada de calor disponible para la fusión durante el ciclo diario (Ferreira *et al.*, 2017); mientras que la temperatura máxima indica el pico del ciclo. Dado que en los días en que se desencadenaron los flujos de detritos, la temperatura diaria promedio en la cabecera de la microcuenca fue superior a 0 °C, se consideró innecesario analizar la variabilidad de la altitud de la isoterma 0 °C.

Los valores diarios máximos y acumulados de radiación tienen propósitos análogos a los de la temperatura. El uso de la radiación se debió al hecho de que estudios locales indican que explica mejor la amplitud diaria de la temperatura del suelo, que la temperatura del aire (Schrott, 1991). Por lo tanto, su utilización sería importante si los flujos de detritos contuvieron agua proveniente de la capa activa.

Para encontrar el tipo de dato (por ejemplo, temperatura acumulada, radiación máxima) y la altitud en que se midió (por ejemplo, estación La Laguna, estación El Tapado), que mejor explican la ocurrencia de los flujos de detritos, para cada *cluster*, se ajustaron regresiones logísticas binarias entre las series de cada estación y la ocurrencia de flujos de detritos. A la variable dependiente se le asignó un valor de 1 (0) para los días con (sin) evento. Las regresiones logísticas se evaluaron mediante la probabilidad de predicción correcta media entre todas las fechas (Ver Capítulo 2).

Las regresiones no consideraron las fechas posteriores a los *clusters*, ya que la ausencia de flujos de detritos podría estar parcial o totalmente condicionada por la falta de agua. Al mismo tiempo, el *cluster* 2011 se excluyó del análisis, ya que en este caso solo está disponible la temperatura máxima de Laguna Embalse y no se puede hacer una comparación entre series.

Finalmente, con la serie disponible o de mayor predictibilidad de cada *cluster* (por ejemplo, temperatura acumulada en La Laguna), se calcularon las tendencias de los días anteriores y las diferencias entre los valores antes, durante y después de los *clusters*.

3.2.4 *Contribución del derretimiento de nieve*

La diferencia entre el volumen equivalente de agua en nieve en una microcuenca inmediatamente antes y después de un flujo de detritos, indica la cantidad de agua aportada por el deshielo al flujo. Teniendo en cuenta la ausencia de datos de campo y la baja resolución espacial de los productos de microondas pasivas (Huang *et al.*, 2017), este dato se aproximó por la diferencia de área con cobertura de nieve entre antes y después de cada *cluster* de flujos de detritos.

En el espectro electromagnético, la nieve tiene una alta reflectancia en el visible y una baja reflectancia en el infrarrojo cercano. La relación de bandas del Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (INDN; Hall y Riggs, 2011) relaciona estas longitudes de onda resaltando la cubierta de nieve con respecto a las otras cubiertas terrestres. Por lo tanto, el cálculo de la cubierta de nieve para cada fecha se realizó aplicando este índice. Una vez que se calculó el INDN para cada fecha, los umbrales de nieve se definieron con la ayuda de la combinación de bandas de cada escena R: infrarrojo medio- G: infrarrojo cercano- B: rojo (conocida como “color verdadero”).

Con el fin de evitar considerar la ablación de nieve que no contribuyó a los flujos de detritos, se utilizaron las escenas más cercanas al inicio y al final de los *clusters*. Además, se emplearon imágenes con misma resolución espacial para realizar una comparación objetiva. La búsqueda de escenas se realizó entre los sensores LANDSAT 7, LANDSAT 8, SPOT 5 y SENTINEL-2. El sensor ASTER no se consideró porque en las escenas posteriores a 2008, el INDN no se puede calcular y el análisis perdería objetividad. El sensor MODIS también se descartó debido a su resolución de un mínimo de 250 m, no aplicable para el área de la microcuenca.

Las escenas de Landsat 7 y 8 se seleccionaron debido a sus mejores fechas (Tabla 3.2). La resolución temporal que combina ambos sensores es de 8 días, pero hasta 2013 solo operaba Landsat 7, que tiene una resolución de 16 días. A través del método *Gram-Schmidt pan-sharpen* (Laben y Brower, 2000), la banda pancromática de resolución de 15 m se fusionó con los *rasters* del conjunto de datos multibanda de resolución más baja (30 m). Lo anterior se utilizó para aumentar la resolución espacial de 30 a 15 m, y así obtener una mejor visualización de las escenas seleccionadas.

3.2.5 *Tendencias climáticas*

Se examinaron las tendencias de las variables climáticas que controlan los flujos de detritos gatillados por fusión, con el fin de evaluar su frecuencia futura. Se calcularon las tendencias lineales y no-lineales de la temperatura media y la temperatura máxima del trimestre más cálido para las últimas décadas. Los datos se tomaron de la estación Laguna Embalse, que es la única de los Andes Centrales y Semi-Áridos, con una altitud superior a 3.000 m s.n.m. y una serie de temperatura superior a 25 años, con datos diarios completos al 99 %. Teniendo en cuenta su distancia de 5 km con el centroide de la microcuenca, representa una oportunidad única para conocer las tendencias térmicas de la atmósfera del sector.

La temperatura media se estimó promediando la máxima y mínima diaria, y se usó para comprender cómo han ido cambiando las temperaturas del aire y de la capa activa. La temperatura media del aire es el mejor indicador de la temperatura del suelo si no hay datos directos disponibles (Smith y Burgess, 2011). En el área de estudio funciona incluso mejor como proxy porque existe una buena transferencia de calor entre la atmósfera y el suelo, debido a la escasa acumulación anual de nieve y la ausencia de vegetación y materia orgánica. De hecho, los factores n de descongelación y congelación (Ferreira *et al.*, 2017) para la estación de Capayán, y durante el período 1/2017-10/2017 son 3,09 y 0,85, respectivamente.

La serie de temperatura máxima del trimestre más cálido indica cómo variaron las tasas de fusión potenciales máximas de la capa activa y la cobertura nival. Una tendencia positiva indicaría que las tasas de fusión potenciales durante las horas estivales más cálidas están aumentando. Sin embargo, la fusión real también depende de la temperatura y la cantidad de agua sólida de la capa activa y de la capa de nieve en ese momento.

Las tendencias lineales se realizaron con el método de mínimos cuadrados, y se les calculó la significancia estadística (prueba t). Para la estimación de la tendencia no-lineal se utilizó el CEEMDAN (ver Descripción metodológica general del Capítulo 1).

La tendencia lineal de la temperatura media se realizó para el período 01/1977-12/2016 (40 años), mientras que la tendencia no-lineal cubrió el período 07/1976-06/2017 (41 años). Por otro lado, las dos tendencias de la temperatura máxima del trimestre más cálido se realizaron para el período 12/1976-02/2017 (41 trimestres). Todas las series incluyen parcialmente el salto 1976-1977 de la Oscilación Decenal del Pacífico (Giese *et al.*, 2002), que marcó el inicio de la fase positiva de la oscilación y generó anomalías de temperatura positivas en la región (Falvey y

Garreaud, 2009). Si bien este cambio puede influir en las tendencias lineales, las no-lineales no se ven afectadas, ya que en ellas se filtran las ondas de la serie inicial.

También se calculó la tendencia lineal de la precipitación en la estación Laguna Embalse para el período 1/1976-12/2016. Sin embargo, esta tuvo un objetivo ilustrativo ya que investigaciones previas ya estudiaron este tema a nivel regional (por ejemplo, Vuille y Milana, 2007; Boisier *et al.*, 2016).

3.3 Resultados

Según el análisis, no se registraron lluvias ni sismos en ninguno de los tres *clusters* temporales de flujos de detritos. Por lo tanto, todos los *clusters* fueron atribuibles a la fusión de nieve y/o hielo intersticial. Además, es probable que el mecanismo desencadenante de todos los flujos de detritos fue el arrastre en el canal ya que no se detectaron escarpas y/o planos de ruptura entre antes y después de los *clusters*. A continuación, se describen las características particulares de cada *cluster* y las tendencias de la temperatura regional.

3.3.1 Cluster 2011

La reducción de la capa de nieve durante los 16 días entre las imágenes (11/12-27/12) fue de 125.020 m², equivalente al 60 % de lo que había en la primera fecha (Figuras 3.5 y 3.6). En la sub-microcuenca Norte, la reducción fue de 74.530 m², mientras que en la Sur fue de 50.490 m². Una nube cubrió parte de la microcuenca cuando se capturó la segunda imagen (Figura 3.6 c); la nieve que debió haber estado debajo se calculó utilizando el porcentaje de reducción de la cubierta de nieve en el área no ocupada por la nube. Este procedimiento utilizado no es exacto, ya que cada punto, dependiendo de su posición, tiene una susceptibilidad diferente a sufrir ablación, sin embargo, tiene un error acumulativo bajo.

El cálculo de reducción de la cubierta de nieve no consideró los eventos del 27 y 28 de diciembre, porque la segunda imagen no los cubre, y la siguiente disponible se realizó el 31 de enero, cuando la pérdida extra de nieve ya era considerable. En las imágenes disponibles posteriores al *cluster*, no se detectaron morfologías relacionadas con los flujos de detritos.

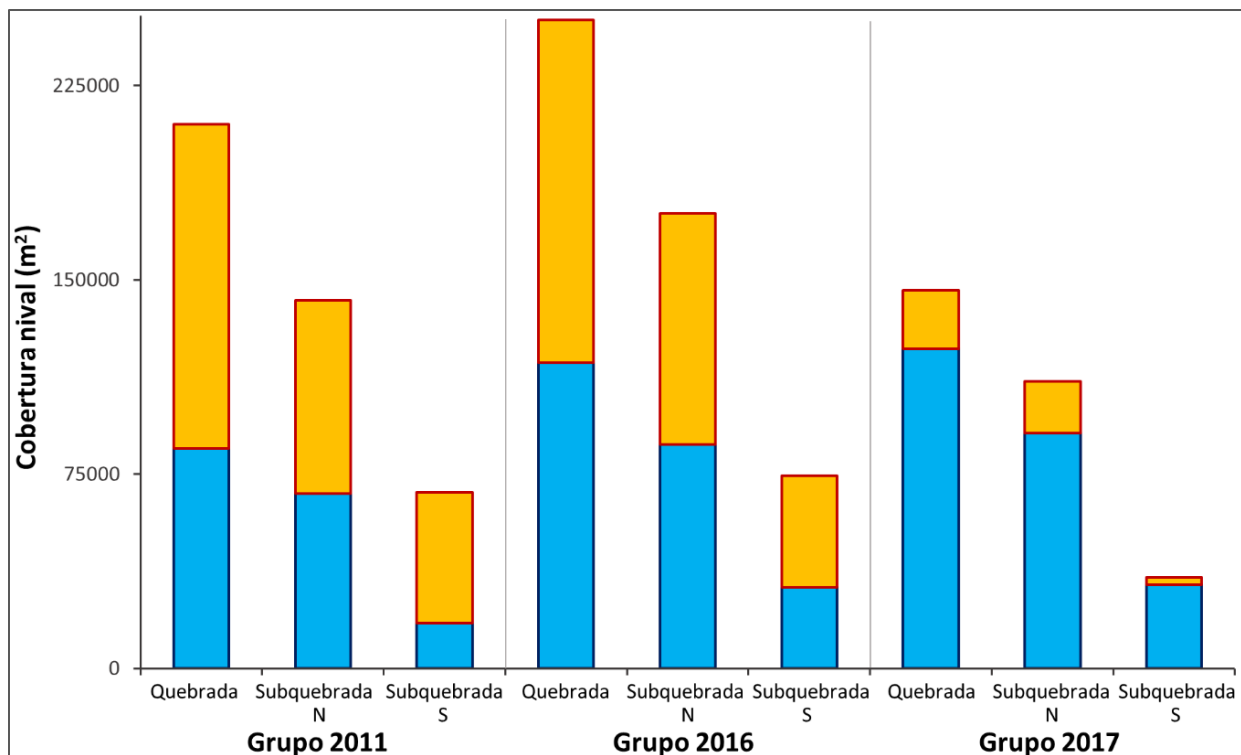


Figura 3.5. Gráfico de barras de la cantidad de cubierta de nieve perdida (área naranja) y remanente (área azul), entre las imágenes antes y después de cada *cluster*. Para las fechas de las escenas controlar Tabla 3.2.

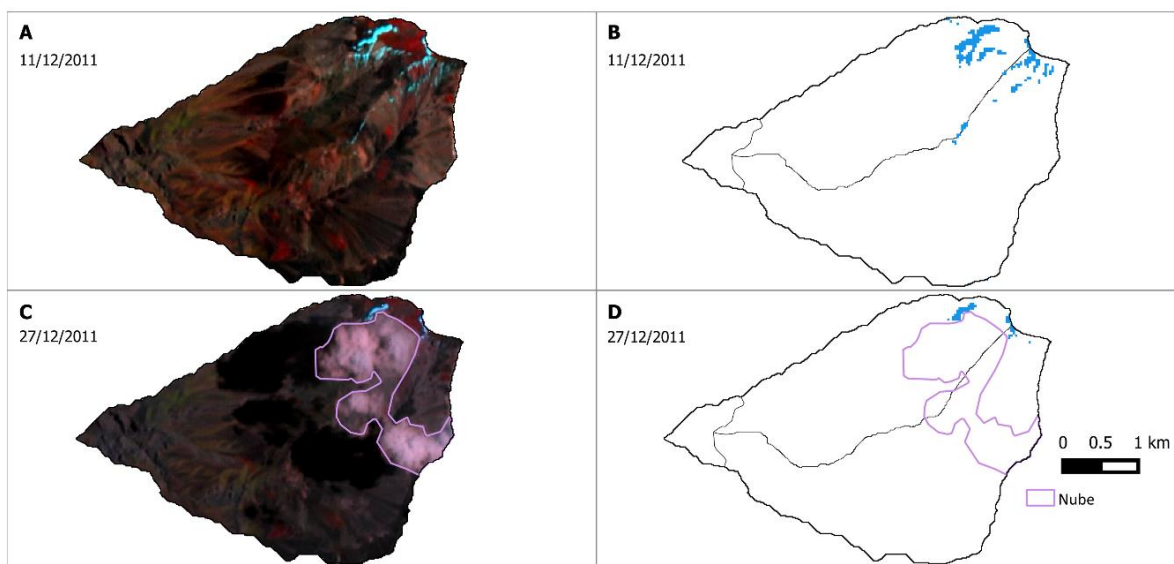


Figura 3.6. Imágenes más cercanas al inicio y final del *cluster* 2011: (a, c) combinación de bandas R: infrarrojo medio- G: infrarrojo cercano- B: rojo y (b, d) Índice de Nieve de Diferencia Normalizada con umbrales definidos.

Durante el *cluster*, solo Laguna Embalse estaba operando (Tabla 3.1) que solo tiene datos de temperatura máxima. De su serie diaria se observó que el valor del día de inicio fue el más alto de los 30 días anteriores, así como desde el comienzo del trimestre más cálido (Figura 3.7 a). La diferencia de este valor con respecto al pico máximo anterior fue de 0,4 °C; mientras que el aumento acelerado de la temperatura durante los 12 días anteriores, incluido el día de inicio, fue de 0,1 °C d⁻² ($r^2 = 0,77$; Figura 3.7 a). Las temperaturas del segundo y tercer día del *cluster* fueron ligeramente más bajas que las iniciales, mientras que la del cuarto día posterior al *cluster* fue igual (Figura 3.7 a).

La estación de Laguna Embalse no proporciona la hora de la temperatura máxima. Sin embargo, a los 4,774 m s.n.m. (estación Paso Agua Negra) y durante los meses de diciembre, se produce entre las 15 y las 17 horas; mientras que las seis horas con temperaturas máximas mayores se producen entre las 13 y las 19 horas.

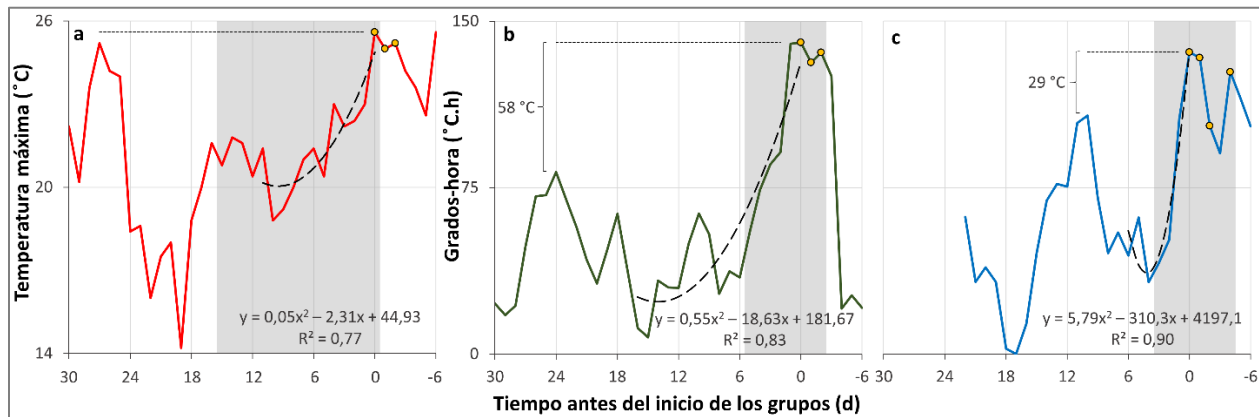


Figura 3.7. Series termo-radiativas disponibles o de mayor predictibilidad para las fechas durante y cerca de los *clusters*: (a) 2011, (b) 2016 y (c) 2017. Los puntos naranjas son valores asociados con flujos de detritos, la línea roja corresponde a la estación Laguna Embalse, la verde a Paso Agua Negra y la azul a Capayán. Las áreas gris claro indican el período de tiempo entre las escenas.

3.3.2 Cluster 2016

La reducción de la cubierta de nieve durante los ocho días entre las imágenes satelitales (15/1-23/1) fue de 132.310 m², equivalente al 53 % de lo que había en la primera fecha (Figuras 3.5 y

3.8). En la sub-microcuenca Norte, la reducción fue de 89.120 m², mientras que en la Sur fue de 43.180 m².

De nuevo, una nube cubrió parte de la microcuenca cuando se capturó la segunda imagen (Figura 3.8 c). La nieve que debió haber estado debajo, se calculó con el mismo procedimiento del *cluster* anterior. En las imágenes disponibles después del *cluster*, se detectaron depósitos de albardones y el depósito principal (Figura 3.8 c,d).

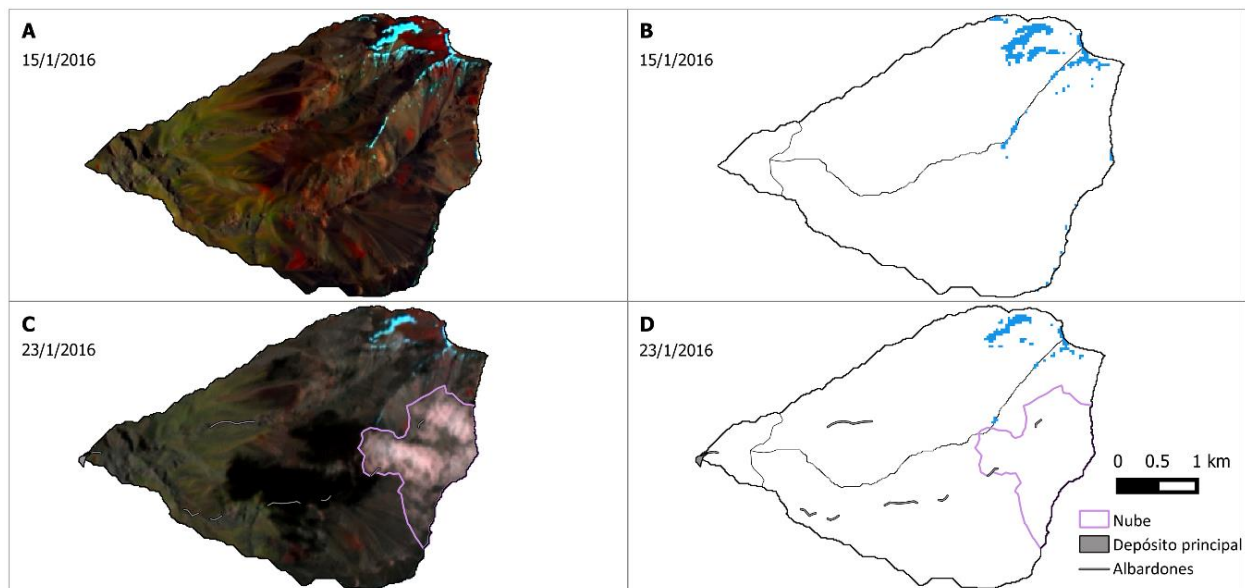


Figura 3.8. Imágenes más cercanas al inicio y final del *cluster* 2016: (a, c) combinación de bandas R: infrarrojo medio- G: infrarrojo cercano- B: rojo y (b, d) Índice de Nieve de Diferencia Normalizada con umbrales definidos.

Durante el *cluster*, cuatro estaciones estaban en funcionamiento (Tabla 3.1), y todas ellas midieron temperaturas anómalamente positivas con respecto a los días anteriores. Por otro lado, los valores de radiación durante el *cluster* no tuvieron diferencias claras con los días anteriores, de hecho, el 50 % de las regresiones logísticas presentaron correlaciones negativas entre esta variable climática y la ocurrencia de los flujos de detritos.

La serie de grados-hora de Paso Agua Negra se seleccionó para los análisis subsiguientes, ya que tuvo la regresión logística con la mayor probabilidad de predicción correcta media en la ocurrencia de flujos de detritos (95 %; Figura 3.9a).

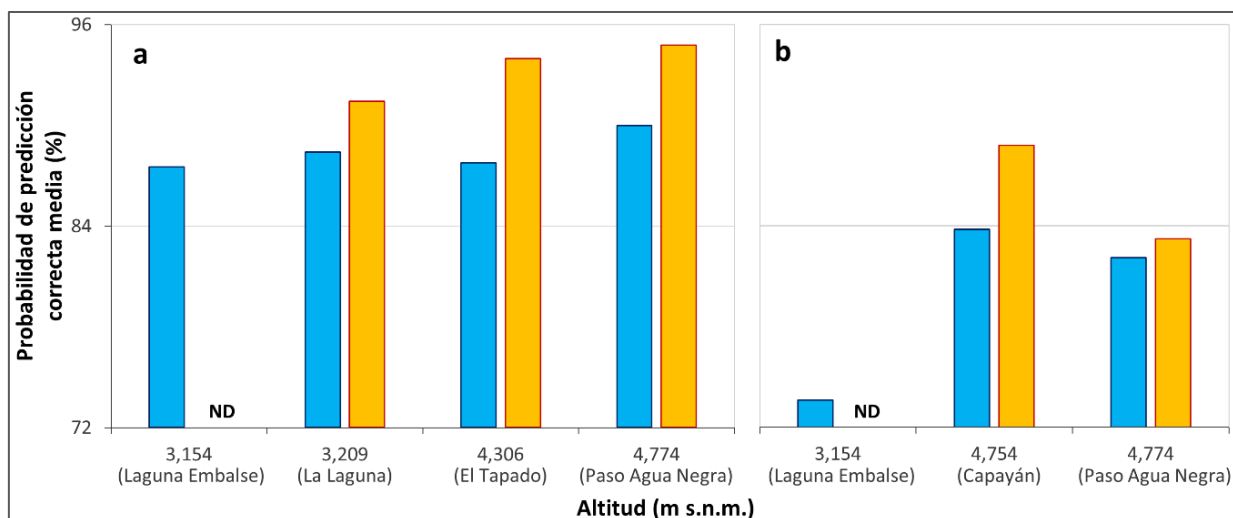


Figura 3.9. Probabilidades de predicción correctas medias para diferentes datos de temperatura y altitudes donde se tomaron, correspondientes a los *clusters*: (a) 2016 y (b) 2017. Las barras azules (naranjas) indican la temperatura máxima (grados-hora). ND: datos no disponibles.

El valor de grados-hora del primer día del *cluster* fue el más alto desde los 30 días anteriores, así como desde el comienzo del trimestre más cálido (Figura 3.7 b). Sin considerar el día anterior, la diferencia de este valor con respecto al pico máximo anterior fue de 58 °C.h; mientras que el aumento acelerado durante los 17 días anteriores, incluido el día de inicio, fue de 1,1 °C.h d⁻² ($r^2 = 0,83$; Figura 3.7 b). Los grados-hora del segundo y tercer día del *cluster* fueron ligeramente inferiores al inicial, mientras que el de la fecha del 21 de febrero fue 18,7 °C.h más alto (datos no mostrados).

Durante los tres días del *cluster*, la temperatura máxima diaria a los 4,774 m s.n.m. (estación Paso Agua Negra) ocurrió entre las 14 y las 18 horas, y alcanzó un valor máximo de 14.2 °C. Por otro lado, las seis horas con temperaturas máximas mayores ocurrieron entre las 13 y las 20 horas.

3.3.3 Cluster 2017

La reducción de la cubierta de nieve durante los ocho días entre las imágenes (9/1-17/1) fue de 22.750 m², equivalente al 16 % de lo que había en la primera fecha (Figuras 3.5 y 3.10). En el sub-microcuena Norte, la reducción fue de 19.830 m², mientras que en la Sur fue de 2.920 m². En las imágenes posteriores disponibles, se detectaron depósitos de albardones y el depósito principal (Figura 3.10 c,d).

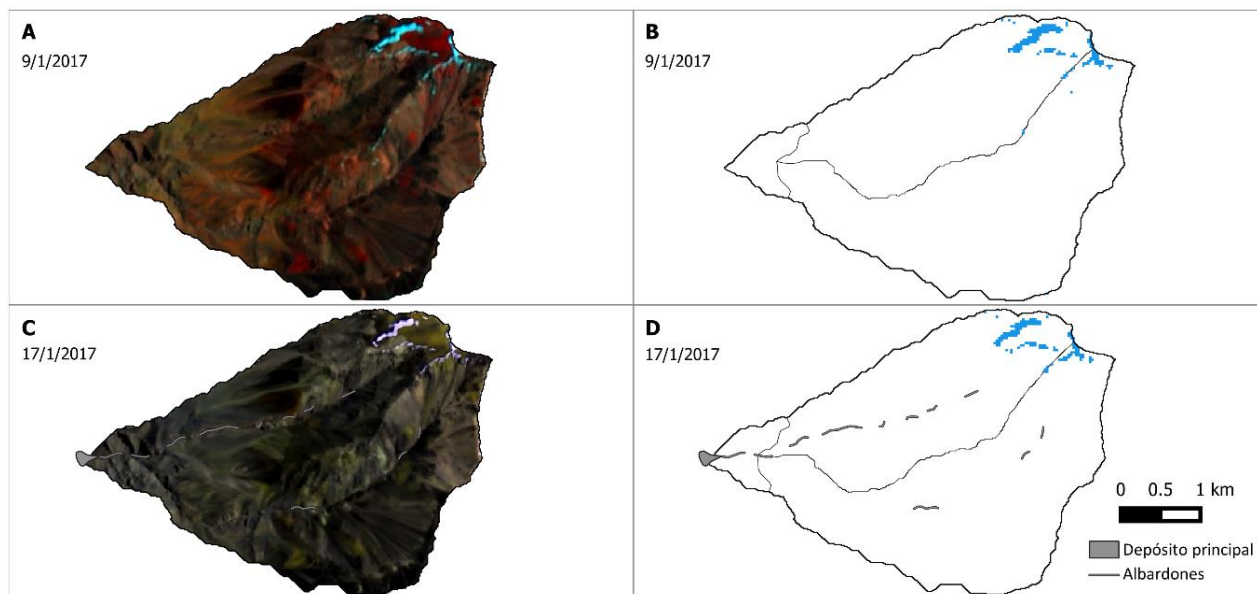


Figura 3.10. Imágenes más cercanas al inicio y final del *cluster* 2017: (a, c) combinación de bandas R: infrarrojo medio- G: infrarrojo cercano- B: rojo y (b, d) Índice de Nieve de Diferencia Normalizada con umbrales definidos.

Durante este *cluster*, las tres estaciones en operación (Tabla 3.1) midieron temperaturas anómalamente positivas con respecto a los días anteriores⁵. Nuevamente, los valores de radiación durante el *cluster* no tuvieron diferencias claras con los días anteriores, de hecho, el 75 % de las regresiones logísticas presentaron correlaciones negativas entre esta variable climática y la ocurrencia de flujos de detritos.

La serie de grados-hora de Capayán se seleccionó para los análisis posteriores, ya que tuvo la regresión logística con la mayor probabilidad de predicción correcta media en el desencadenamiento de los flujos de detritos (89 %; Figura 3.9 b).

El valor de grados-hora del primer día del *cluster* fue el más alto desde los 30 días anteriores, así como desde el comienzo del trimestre más cálido (Figura 3.7 c). La diferencia de este valor con respecto al *peak* máximo anterior fue de 28,5 °C.h; mientras que el aumento acelerado durante los 7 días anteriores, incluido el día de inicio, fue de 11,58 °C.h d⁻² ($r^2 = 0,90$; Figura 3.7 c). Aunque el *cluster* duró 5 días, en el cuarto día, que a su vez fue el que tuvo la temperatura más baja, no se

⁵ Para la estación Laguna Embalse desde los 30 días anteriores, para la estación Capayán desde los 22 días anteriores y para la estación Paso Agua Negra desde los 11 días previos. Las últimas dos no se encontraban en funcionamiento antes de las fechas mencionadas.

desencadenó un flujo de detritos (Figura 3.7 c). Los grados-hora del segundo, tercer y quinto día del *cluster* fueron menores que el del primer día, mientras que el valor del día siguiente fue 12.6 °C.h más alto que el del tercer día del *cluster* (Figura 3.7 c).

A los 4,774 m s.n.m. (estación Paso Agua Negra) y durante el *cluster*, la temperatura máxima diaria ocurrió entre las 15 y 17 horas, y alcanzó un valor máximo de 14.1 °C. A su vez, las seis horas con temperaturas máximas mayores ocurrieron entre las 13 y las 19 horas.

3.3.4 *Tendencias de temperatura*

Durante el período de 40 años entre 1977 y 2016, la serie de temperatura media anual tuvo una tendencia lineal de 0,21 °C década⁻¹ (nivel de significancia $p < 0,01$; Figura 3.11 b). A su vez, el CEEMDAN permitió descomponer la serie mensual en ocho funciones de modo intrínsecas y una tendencia residual no-lineal que capturó el 4 % de la varianza de la serie inicial. Esta tendencia tuvo un comportamiento similar a la lineal, aunque no se observó aumento desde el comienzo de la serie hasta principios de la década de 1980 y del 2010 en adelante (Figura 3.11 b).

Durante los 41 trimestres (12/1976-02/2017), la serie de temperatura máxima del trimestre más cálido mostró una tendencia lineal de 0,24 °C década⁻¹ (nivel de significancia $p < 0,005$; Figura 3.11 a). Mediante el CEEMDAN se descompuso la serie mensual en seis funciones de modo intrínsecas y una tendencia residual no-lineal que capturó el 13 % de la varianza de la serie inicial. Esta tendencia tuvo un comportamiento similar a la lineal, aunque no se observó aumento desde el comienzo de la serie hasta mediados de la década de 1980 y desde el 2010 hasta el final de la serie (Figura 3.11 a).

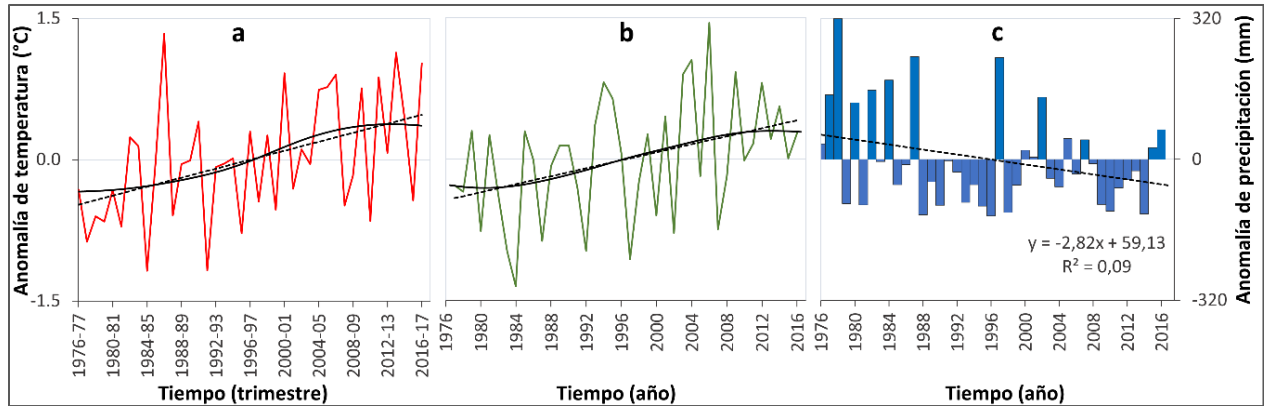


Figura 3.11. Serie de anomalías con respecto a la media de: (a) temperatura máxima del trimestre más cálido, (b) temperatura media anual y (c) precipitación anual. Las líneas negras discontinuas (continuas) corresponden a tendencias lineales (no-lineales).

3.4 Discusión

3.4.1 Patrones de los clusters

Todos los eventos de los clusters se interpretaron como flujos de detritos, desencadenados por derretimiento de nieve y/o hielo intersticial. Esta conclusión se debe a: 1) ausencia de lluvias y sismos durante los *clusters*, 2) temperaturas del día de inicio, superiores a las anteriores del trimestre más cálido, 3) aumento acelerado de la temperatura en los días anteriores, y 4) influencia térmica típica como la duración de los *clusters* de varios días y las ocurrencias de los flujos de detritos después de las horas diarias más cálidas (Chleborad, 1997; Saemundsson y Decaulne, 2007).

El retraso entre las horas diarias más cálidas y la ocurrencia de flujos de detritos se debió probablemente al tiempo de concentración de la microcuenca, y a la orientación y pendiente de la cabecera de la microcuenca. La orientación oeste y la pendiente de casi 30 ° son responsables de que la radiación y la temperatura alcancen sus magnitudes máximas más tarde que los sectores planos de las estaciones. Si los flujos de detritos fueron alimentados por agua almacenada dentro de la capa activa, el retraso también podría deberse al retraso de la penetración de la onda de calor en el suelo.

El aumento acelerado de la temperatura desde los 17 a 7 días previos al primer flujo de detritos, permitió que parte del agua acumulada como nieve y/o hielo intersticial, en la capa activa,

permaneciera disponible hasta ese momento para ser fundida. Se cree que si el aumento de la temperatura durante los días previos, hubiera sido lineal (sin aceleración), la ablación también hubiera sido lineal, y para estos mismos valores de temperatura habría habido menos agua para desencadenar los flujos de detritos (Figura 3.12).

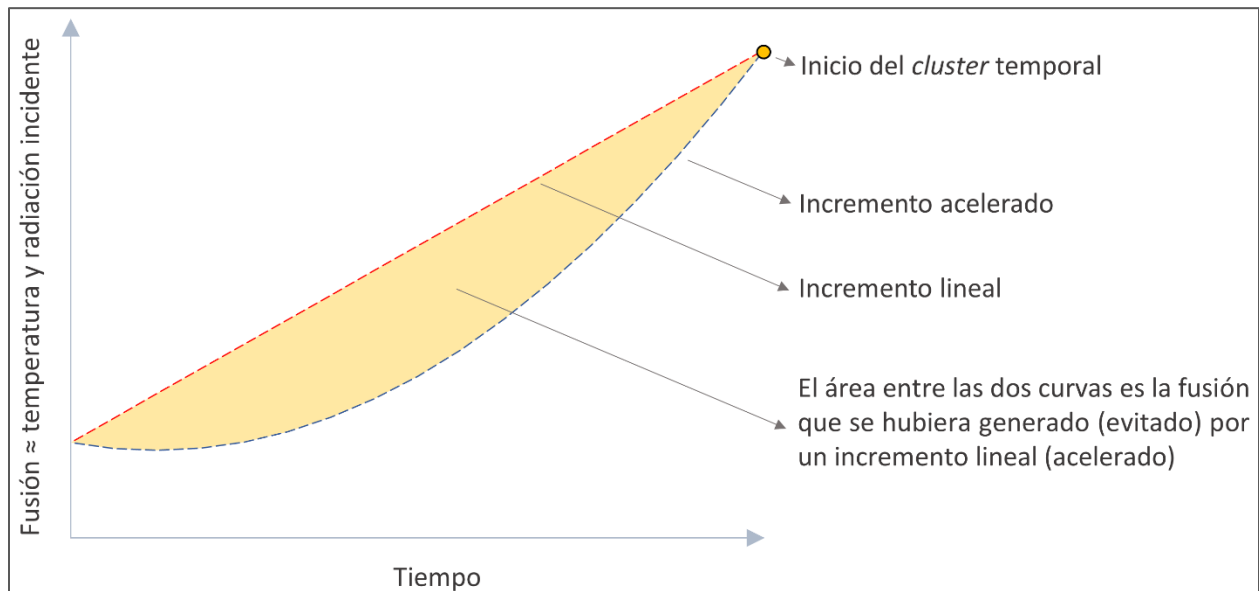


Figura 3.12. Gráfico conceptual que indica la fusión evitada por un aumento acelerado de la temperatura respecto de un aumento lineal.

La baja eficiencia de la radiación entrante con respecto a la temperatura del aire, como variable predictiva de la ocurrencia de flujos de detritos, no fue un resultado esperado. Esto podría deberse al hecho de que la radiación que la microcuenca debió haber recibido no se registró correctamente, ya que está influenciada no solo por la altitud, sino que también por la pendiente y orientación del terreno (Figura 3.3). Si bien la distribución espacial de las estaciones describe correctamente las variaciones altitudinales, no lo hace para las pendientes y orientaciones ya que las estaciones se encuentran en superficies planas. La temperatura, por otro lado, aunque también depende de la pendiente y el aspecto del terreno, es influenciada principalmente por la altitud.

Aunque las series de temperatura de las estaciones tuvieron una alta intercorrelación, las regresiones logísticas mostraron que las estaciones con altitudes similares a las de la cabecera de

la microcuenca predijeron mejor la ocurrencia de los flujos de detritos (Figura 3.9). Esto podría indicar que los flujos de detritos fueron alimentados por agua proveniente principalmente de estas altitudes, donde la presencia de cubierta de nieve y de capa activa son mayores. Las regresiones logísticas también mostraron que la ocurrencia de los flujos de detritos se predijo mejor por los grados-hora que por la temperatura máxima (Figura 3.9). Este resultado indica que la acumulación diaria de calor disponible para la fusión es más importante que el *peak* diario de este calentamiento. Teniendo en cuenta las observaciones anteriores, es aceptable plantear que la diferencia de 0,4 °C con datos de temperatura máxima y a la altitud de la desembocadura de la microcuenca, entre la fecha de inicio del *cluster* 2011 y el pico máximo anterior, haya sido relativamente superior en la cabecera y con datos de grados-hora.

De la serie de temperatura diaria, se deduce que además de la limitación térmica hay una limitación de agua en el desencadenamiento de los flujos de detritos. Para los tres *clusters*, hay temperaturas posteriores que exceden algunas de las temperaturas que ocurrieron durante los *clusters* (Figura 3.7 a,c). Esto indica que una vez que no hay más una adecuada cantidad de agua fundible en forma de nieve o hielo somero, en la capa activa, los flujos de detritos no ocurren aunque haya temperaturas adecuadas (por fundible se hace referencia a que se encuentra a un altitud o profundidad donde la onda de calor puede cambiar su estado). Por lo tanto, después de un *cluster* de flujos de detritos desencadenados por fusión, la probabilidad de que ocurran estos eventos en la misma microcuenca tiende a cero rápidamente y se mantiene así hasta el próximo trimestre más cálido.

3.4.2 Origen del agua que alimenta los flujos de detritos

En las regiones periglaciales de alta montaña, los flujos de detritos pueden contener agua de la lluvia, la nieve, los glaciares y/o la capa activa. La contribución de agua proveniente de la capa activa al desencadenamiento de flujos de detritos se describió en la Tierra (Zimmermann y Haerberli, 1992; Harris y Gustafson, 1993; Kääb, 2011) y en Marte (Costard *et al.*, 2002; Védie *et al.*, 2008).

Más allá de los patrones, los flujos de detritos que ocurrieron en la microcuenca estudiada tuvieron diferentes reducciones de la cobertura nival entre las imágenes anteriores y posteriores (Figura 3.4). En la sub-microcuenca Sur y para un mismo período de 8 días, durante el flujo (s) de detritos del *cluster* 2016 (evidenciado por los depósitos de albardones) la reducción de la cubierta

de nieve fue de 89.120 m², mientras que durante el flujo (s) de detritos del *cluster* 2017 (también evidenciado por los depósitos de albardones) la reducción de la cubierta de nieve fue de 2.920 m² (15 veces más pequeña). En el primer caso es probable que parte del agua haya provenido de la cubierta de nieve, mientras que en el segundo caso es probable que parte del agua haya provenido de la capa activa.

Además de la pequeña reducción de la cubierta de nieve, la inferencia para el caso del *cluster* 2017 se debe a: 1) durante los 8 días entre las imágenes, solo se desencadenaron cuatro flujos de detritos (la nieve derretida en los días restantes no contribuyó directamente a los flujo (s) de detritos), y 2) las nevadas entre abril y septiembre de 2016, 71 % más altas que el promedio del período 1964-2015 (datos de Laguna Embalse) tuvieron que recargar la capa activa de forma anómala. Además, considerando la suma promedio de sublimación y evaporación durante enero (ver el apartado Clima) es posible que se haya perdido una fracción de la nieve bajo este mecanismo y no por fusión.

Si la activación fue por arrastre en el canal (como sugiere la información remota), el suministro de agua desde la capa activa debió haber sido del modo siguiente. El agua líquida generada por la penetración de la onda térmica, limitada por el suelo congelado subyacente actuando como acuiclusa criogénica, fluyó a lo largo del gradiente hidráulico a altitudes más bajas, hasta encontrar afloramientos rocosos (Figura 3.1) y cambios bruscos de pendiente (conos de deyección), que la forzaron a surgir. Pourrier *et al.* (2014) observaron en una microcuenca cercana ⁶ manantiales que se activan durante los meses de mayor fusión y descargan agua durante la noche. Una vez en la superficie, esta agua junto a aquella de la fusión de nieve adquirieron una alta competencia y poder erosivo debido al gradiente de la sub-microcuenca (promedio de 29,1 °). La incorporación progresiva de sedimento no-consolidado, liberado en parte por el deshielo de la capa activa, causó la transformación de la escorrentía superficial en un flujo de detritos.

A principios del verano, la onda de calor aún no llega al techo del permafrost. Por lo tanto, teniendo en cuenta las fechas de ocurrencia de los *clusters*, no hay posibilidad de que el agua haya provenido del permafrost o que se hayan producido deslizamientos traslacionales con el límite entre la capa activa y el permafrost actuando como superficie de falla.

Líneas de investigación futuras debieran ser la mejor distinción entre las dos fuentes de agua para saber si estas determinan el mecanismo desencadenante, y el momento de ocurrencia durante

⁶ Considerar que esta microcuenca se encuentra glaciada por lo que no es segura la extrapolación.

los ciclos anual y diario. Esto se lograría con la instalación de estaciones en la microcuenca, las que permitirían realizar balances de energía confiables y así saber la cantidad de agua fundida.

3.4.3 *Frecuencia actual y evaluación de su futuro*

La probabilidad de ocurrencia anual durante el período 1997-2017 (21 años) de flujos de detritos por fusión fue de 47,6 %. Sin embargo, debido a la gran agrupación temporal de estos flujos de detritos, se considera más importante calcular la probabilidad de *clusters* de tres a cuatro flujos de detritos, que es del 14,3 %.

En un clima semi-árido como el del sector de estudio, la ocurrencia de flujos de detritos por fusión rápida depende de si la nieve y el hielo intersticial somero de la capa activa duran hasta las primeras olas de calor del verano. Debido a las tendencias y proyecciones de la precipitación y la temperatura media en los Andes Semi-Áridos (Figura 3.11 b,c) se espera: menor acumulación de nieve, menos días con cobertura nival y menor contenido de hielo en el suelo. Por otro lado, debido al aumento en la temperatura máxima del trimestre más cálido (Figura 3.11 a), se esperan mayores fusiones potenciales en el verano. El contraste entre estas tendencias y proyecciones de las variables climáticas que controlan los flujos de detritos por fusión dificulta la evaluación de su frecuencia futura. Una posibilidad es que inicialmente la frecuencia aumente, como resultado de la tendencia positiva de la temperatura máxima del trimestre más cálido y de la alta variabilidad interanual de la precipitación (las grandes nevadas persistirían por más tiempo). Sin embargo, debido a la tendencia negativa de la precipitación y la tendencia positiva de la temperatura media, este aumento podría presentar un punto de inflexión durante el siglo actual.

3.5 Conclusiones

A través de la microcuenca Difunta Correa, representativa del área periglacial de los Andes Semi-Áridos, se estudiaron las principales características de los flujos de detritos por fusión de nieve y hielo intersticial. Los flujos de detritos presentaron los siguientes patrones: 1) mayor correlación con la acumulación diaria del calor disponible para la fusión que con el pico diario de este calentamiento, 2) retraso de algunas horas entre las horas diarias más cálidas y sus desencadenamientos, 3) ocurrencia en *clusters* de tres a cinco días durante el comienzo del verano,

4) comienzos de *clusters* en el día más caluroso hasta ese momento del trimestre de verano, 5) aumento acelerado de la temperatura durante los 17 a 7 días anteriores a los comienzos de los *clusters*, 6) interrupción de *clusters* por disminución de temperatura, y 7) duración de los *clusters* hasta el agotamiento del agua capaz de fundir en gran cantidad y velocidad con las condiciones térmicas posibles de la zona.

En el estudio también se infiere que el agua de los flujos de detritos desencadenados por fusión, puede provenir tanto de la nieve estacional como de la capa activa. En sectores con presencia significativa de capa activa, la fusión rápida del hielo somero podría desencadenar flujos de detritos, en presencia de características morfométricas adecuadas y de disponibilidad de sedimentos no-consolidados.

Al menos durante el período 12/1976-12/2016, en el sector de la microcuenca hubo una disminución en la precipitación y un aumento en la temperatura media y la temperatura máxima del trimestre más cálido. Se espera que estas tendencias, que continuarán en el futuro, aumenten inicialmente la frecuencia de los flujos de detritos por fusión, debido a la alta variabilidad interanual de la precipitación y al aumento de la tasa de fusión potencial máxima. Sin embargo, durante el siglo actual podría producirse un punto de inflexión debido a las tendencias negativas y positivas de la precipitación y temperatura media, respectivamente, lo que implicarían: menor acumulación de nieve, menos días con cobertura nival y menor contenido de hielo en el suelo.

Como se mencionó en el apartado Estado actual del conocimiento del tema perteneciente al Capítulo 1, se desconocen investigaciones que abordaron los movimientos en masa desencadenados por derretimiento en los Andes Semi-Áridos, y en los Andes Argentino-Chilenos son escasas. En este sentido, este capítulo no solo amplía el conocimiento científico sobre este tipo de fenómenos, sino que también en la cantidad de amenazas geo-climáticas existentes en los Andes.

CAPÍTULO 4

CARACTERIZACIÓN Y TENDENCIAS DE LAS AMENAZAS GEO-CLIMÁTICAS EN LOS ANDES CENTRALES ORIENTALES



Gran nevada del siglo XX en el valle del Río Mendoza obstruye las vías del ferrocarril Trasandino. Fotografía obtenida de la página web Mendoza Antigua (2019)

Índice

4.1	Introducción	94
4.1.1	Área de estudio	95
4.1.1.1	Contexto geográfico.....	97
4.1.1.2	Clima.....	98
4.2	Datos y metodologías.....	100
4.2.1	Registro de eventos geo-climáticos extremos	100
4.2.1.1	Confeción	100
4.2.1.2	Modo de empleo.....	104
4.2.2	Distribución espacial y temporal en el ciclo anual.....	106
4.2.3	Interrelación y tendencias de las variables climáticas y los eventos geo-climáticos extremos	106
4.2.4	Influencia térmica en la disminución de los eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas.....	108
4.3	Resultados	111
4.3.1	Características generales de los eventos geo-climáticos extremos	111
4.3.2	Tendencias de la precipitación y los eventos geo-climáticos extremos	114
4.3.3	Cambios de fase en las precipitaciones invernales.....	118
4.4	Discusión.....	121
4.4.1	Caracterización de los eventos geo-climáticos extremos.....	121
4.4.2	Variaciones durante las últimas décadas.....	123
4.4.3	Evaluación conceptual de la amenaza geo-climática futura	126
4.5	Conclusiones.....	126

4.1 Introducción

Como se mencionó en el primer capítulo, mucho se discutió de las tendencias históricas y futuras de la frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos de los Andes Centrales, sin embargo, no se realizaron análisis estadísticos inferenciales a fin de contrastar las hipótesis realizadas. En especial hay dos hechos que debieran ser abordados. El primero es el aumento en el registro de eventos geo-climáticos extremos gatillados por precipitación desde mediados del siglo XX, lo que podría deberse a un cambio en la precipitación y/o al aumento del monitoreo durante las últimas décadas (Figura 4.1; tendencia de 2,1 eventos década⁻¹, p-valor < 0,05). El segundo hecho es la disminución en la frecuencia de eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas desde fines de la década 1990 (tendencia de -2,7 eventos década⁻¹ para el periodo 1999-2017, p-valor < 0,05). Esto podría deberse a una disminución de la precipitación invernal, y/o a una elevación de la línea de nieve durante estas precipitaciones debido al calentamiento que está ocurriendo en la región (ver apartado Tendencias y proyecciones a futuro del Capítulo 1).

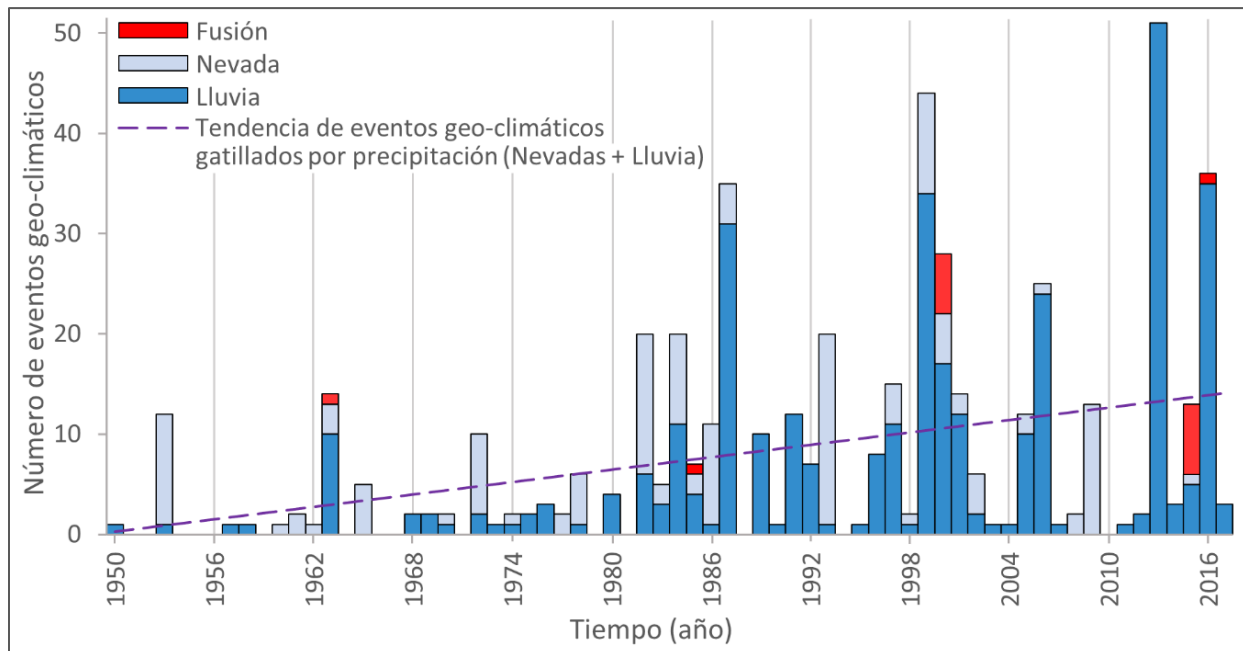


Figura 4.1. Serie anual del número total de eventos geo-climáticos extremos divididos por tipo de desencadenante. Se grafica también la tendencia paramétrica lineal del número total de eventos geo-climáticos extremos gatillados por precipitación.

El propósito de esta investigación es dar respuesta a estas dos incógnitas, sin embargo, para hacerlo de modo correcto también se debió profundizar en el conocimiento general de los eventos geo-climáticos extremos regionales, analizando sus distribuciones en el ciclo anual y el espacio, y la relación entre sus distintos desencadenantes y entre estos y el clima.

La información meteorológica para alcanzar estos objetivos es regular: radiosondeos diarios alejados, ausencia de radares y pocas estaciones, las cuales tienen medianos periodos de registro y baja resolución temporal. Sin embargo, la cantidad de eventos geo-climáticos extremos registrados con resolución diaria y ubicación espacial precisa se considera única en los Andes. Científicamente, esta base de datos representa una oportunidad única a nivel andino de detectar y comprender las posibles tendencias de las frecuencias de los eventos geo-climáticos extremos.

4.1.1 *Área de estudio*

El sector de estudio se encuentra dentro de la cuenca media y alta del Río Mendoza (centro-oeste de Argentina), limitando al oeste con Chile (Figura 4.2 a). Se encuentra atravesada por la Ruta Nacional 7, la Ruta Provincial 52 y las vías del ex-Ferrocarril Trasandino, las cuales unen las ciudades de Santiago (Chile) y Mendoza (Argentina). La población es de 10.228 habitantes (INDEC, 2010), y actualmente el tránsito medio diario anual es de 2.915 vehículos (ONDaT, 2017). El tránsito se mantiene durante todo el año debido a la población fija y a la apertura diaria del paso internacional, excepto que ocurran grandes nevadas y/o eventos geo-climáticos extremos.

El extenso registro de eventos geo-climáticos extremos se debe al fuerte tránsito turístico-comercial a través del paso desde fines del siglo XVIII. El registro corresponde mayormente a microcuencas asociadas a quebradas, conos de deyección y paredes rocosas adyacentes a los *talwegs* de los valles Mendoza y Uspallata, que es por donde están trazadas las rutas y las vías del ferrocarril. Debido a esta mayor densidad (existencia) de datos, se estudió la actividad de todas las microcuencas, conos de deyección y paredes rocosas que interceptaran estas vías ($n = 145$; área total 1.234 km²). La perturbación antrópica en la actividad geo-climática extrema se considera insignificante debido a la ausencia de cultivos y las pocas medidas estructurales presentes.

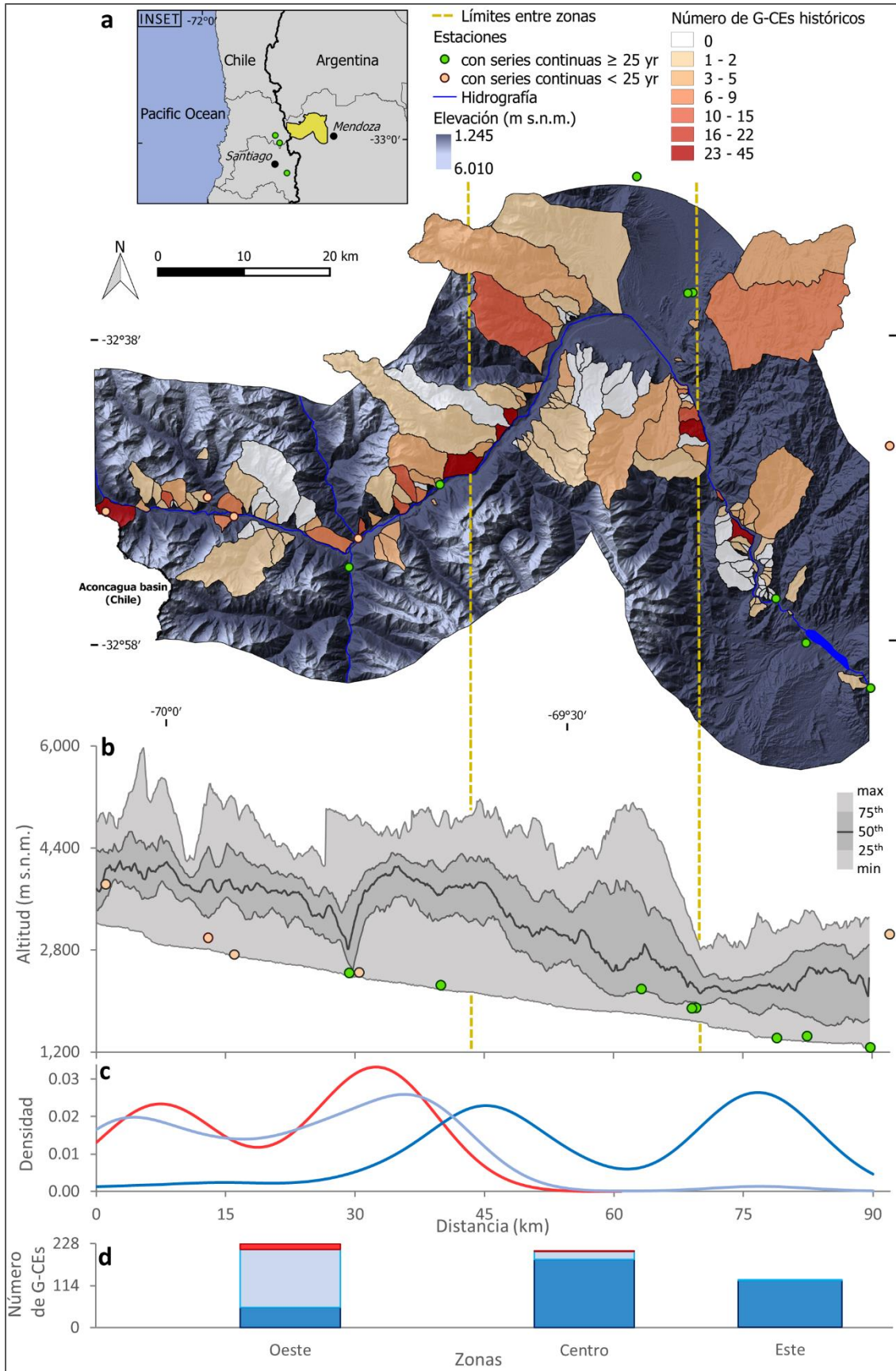


Figura 4.2. Características del área de estudio: (a) ubicación y número de eventos geo-climáticos extremos (G-CEs) para cada microcuenca, cono de deyección y pared rocosa monitoreada, (b) perfil de franja, (c) densidad de probabilidad longitudinal por desencadenante, y (d) cantidad de eventos geo-climáticos extremos por tipo de desencadenante y zona. El color azul hace referencia al desencadenante lluvia, el celeste a nevadas y el rojo a fusión.

4.1.1.1 Contexto geográfico

El área de estudio presenta altitudes desde los 1.249 a los 5.971 m s.n.m. (*buffer* de 15 km con respecto al Río Mendoza; diferencia de 4.722 m; Figura 4.2 b). El límite inferior del permafrost discontinuo se ubica alrededor de los 3.700 m s.n.m. (Trombotto *et al.*, 1997). La superficie cubierta por nieve perenne y glaciares (incluyendo glaciares de roca inactivos) es de 103 km² (2,7 % de la superficie total; Inventario glaciares, 2012a; Inventario glaciares, 2012b; Inventario glaciares, 2012c; Inventario glaciares, 2012d).

Dentro del área de estudio se emplazan las unidades morfotectónicas Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, por lo que la geología, morfometría y características geotécnicas varían ampliamente.

Moreiras (2009) mapeó por fotointerpretación y salidas a terreno 869 movimientos en masa en la cuenca media y alta del Río Mendoza. A partir de dicho trabajo se sabe que el porcentaje de abundancia de los diferentes tipos es: flujos de detritos 79 %, caídas 9 %, deslizamientos rotacionales y traslacionales 7 %, y movimientos en masa complejos 5 %. Moreiras *et al.* (2012), registraron por medio de fuentes históricas, 72 movimientos en masa y avalanchas de nieve en la cuenca alta del Río Mendoza. El porcentaje de abundancia de los factores causales desencadenantes (de ahora en más desencadenantes) resultó ser: precipitación total 77 %, derretimiento de nieve 14 % y sismicidad 9 %. Los factores preconditionantes más importantes de los movimientos en masa de la cuenca media del Río Mendoza son la litología y la pendiente (Moreiras, 2005a). La frecuencia de flujos de detritos y caídas de roca es mayor en el sector conformado por la Cordillera Frontal que en aquel conformado por la unidad morfotectónica Precordillera (Moreiras, 2006).

Los flujos de detritos de la región se suelen desencadenar por fallamientos planos someros y/o arrastre en el canal (Mergili *et al.*, 2012; Capítulo 2). Debido al clima seco (descrito a continuación), su desencadenamiento no tiene una influencia estadísticamente significativa de la humedad edáfica generada por precipitaciones previas (Capítulo 2).

4.1.1.2 *Clima*

El clima de la zona de estudio varía con la altitud y la longitud, en cambio, el efecto de la latitud es despreciable (68 km de norte a sur). Con respecto a la altitud, hasta los 2.750 m s.n.m. aproximadamente el clima es de tipo semi-árido, mientras que por encima pasa a ser de tipo tundra (Araneo *et al.*, 2011; Sarricolea *et al.*, 2016). La altitud de la isoterma 0 °C media anual es 3.890 m s.n.m. [dato extraído de estación Horcones (Tabla 4.1) para periodo 2001-2015]. Longitudinalmente se pasa de un periodo húmedo durante el semestre abril-septiembre (invierno de ahora en más) al oeste, a un periodo húmedo durante el semestre octubre-marzo (verano de ahora en más) al este (Figura 4.3 a).

Las precipitaciones del invierno corresponden principalmente a sistemas frontales provenientes del Pacífico Sur. El forzamiento mecánico generado por la Cordillera de los Andes a esta latitud produce una tasa de aumento en esta precipitación de 2,5 entre la costa pacífica y las altas cumbres (Viale y Nuñez, 2011). Al superar las altas cumbres la precipitación disminuye a una tasa de 2,5 hasta las primeras decenas de kilómetros y luego a una tasa de 9,4 (Viale y Nuñez, 2011).

Por su parte, las precipitaciones del verano corresponden principalmente a sistemas convectivos con humedad de proveniencia Atlántica. Estas lluvias suelen tener intensidades que pueden duplicar las de los sistemas frontales (información referida a precipitación acumulada en 10 min y proveniente de datos crudos del Capítulo 2).

La precipitación promedio del invierno (verano) alcanza valores de 500 (122) mm [valores correspondientes al periodo 1970-1976; el primero fue obtenido de Viale y Nuñez (2011) y el segundo a partir de las estaciones disponibles de Tabla 4.1].

Utilizando los radiosondeos costeros de Chile Central, Carrasco *et al.* (2005) midieron un aumento de 0,44 m año⁻¹ para el periodo 1975-2001, en el filtro exponencial de la serie anual de la altitud de la isoterma 0 °C para días con precipitación.

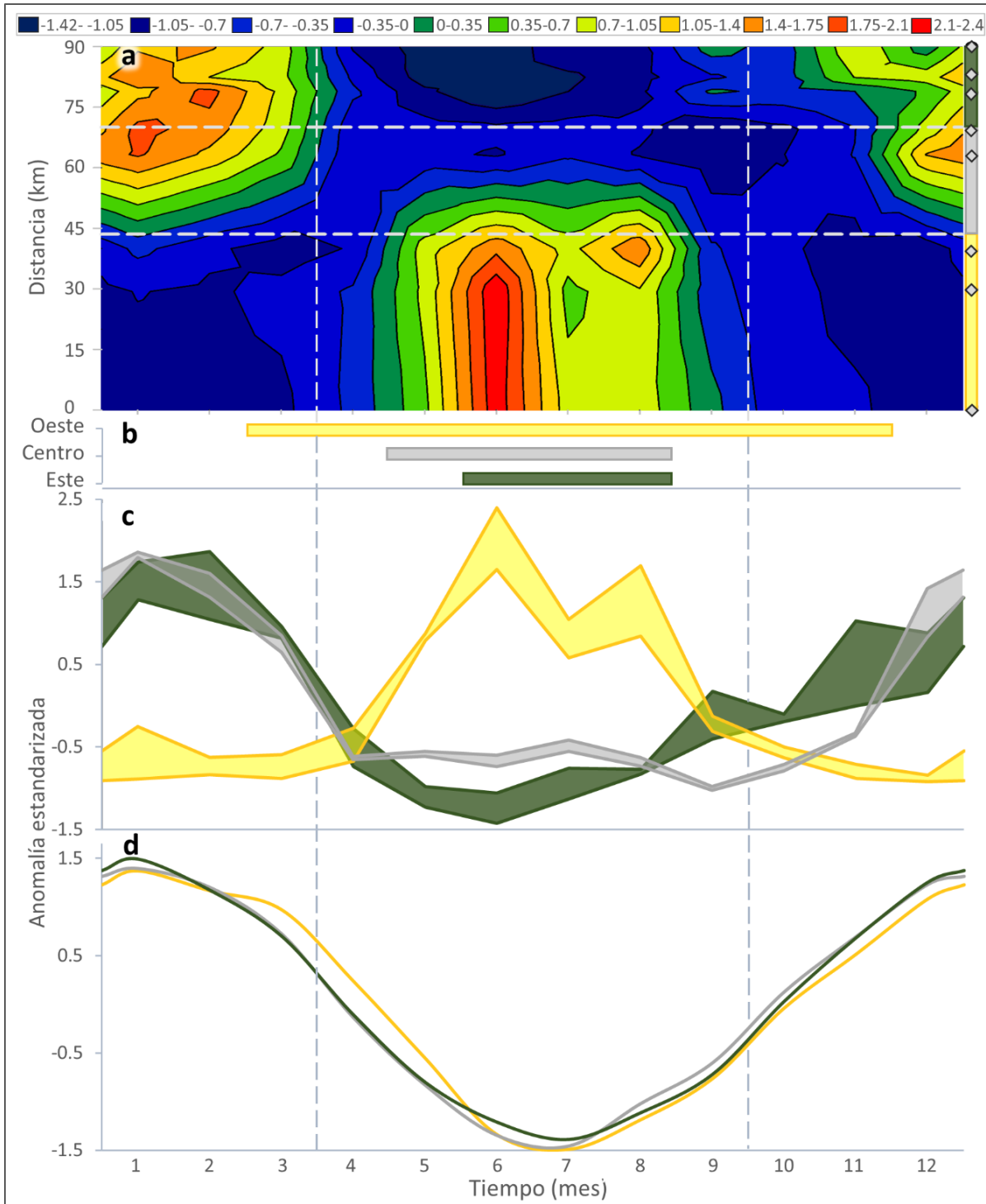


Figura 4.3. Ciclo anual de: (a) distribución longitudinal de la precipitación, (b) periodo medio de precipitaciones por sistemas frontales en cada zona, (c) rango de las precipitaciones promedio mensuales de las estaciones de cada zona, y (d) temperatura media promedio en cada zona. El color amarillo hace referencia a la zona Oeste, el gris a la Centro y el verde a la Este. Las líneas verticales indican la división del ciclo anual utilizada, las horizontales las divisiones longitudinales utilizadas y los rombos las posiciones de las estaciones.

Tabla 4.1. Estaciones utilizadas y sus principales características.

Estación	Institución	Altitud (m s.n.m.)	Coordenadas (° S y O)	Registro (año)	
				Precipitación	Temperatura
ZONA OESTE					
Riecillos	DGA	1.290	32,92-70,36	1929-presente	-
Lagunitas**	MA	2.765	33,07-70,26	1959-2014	1974-2014
Embalse el Yeso**	DGA	2.475	33,68-70,09	1962-presente	1962-presente
Cristo Redentor*	SMN	3.829	32,83 70,06	1965-1984	1956-1985
Horcones*	SMN	2.988	32,81-69,94	1955-presente	1999-presente
Puente del Inca*	SMN	2.733	32,82-69,90	1956-1976	1956-1976
Punta de Vacas	SMN	2.441	32,88-69,77	1992-presente	1992-presente
Punta de Vacas II*	SMN	2.405	32,85-69,76	1998-2007	1998-2007
Polvaredas	SMN	2.249	32,79-69,65	1983-presente	-
ZONA CENTRO					
San Alberto	SMN	2.190	32,47-69,41	1983-presente	-
Uspallata II	SMN	1.885	32,60-69,35	1962-2014	1962-2014
Uspallata	SMN	1.896	32,59-69,34	1983-presente	1993-presente
ZONA ESTE					
Guido	SMN	1.418	32,92-69,24	1957-presente	1965-presente
Potrerrillos	SMN	1.448	32,96-69,20	1983-presente	-
Cacheuta**	SMN	1.270	33,01-69,12	1983-presente	-
Cerro Pelado*	SMN	3.047	32,76-69,10	1983-presente	-

El periodo de registro indica inicio y final de la operatividad sin considerar interrupciones. Las estaciones sin asteriscos fueron empleadas para análisis estadísticos y determinación de desencadenantes, aquellas con uno (dos) únicamente para determinación de desencadenantes (análisis estadísticos).

4.2 Datos y metodologías

4.2.1 Registro de eventos geo-climáticos extremos

4.2.1.1 Confección

El registro de eventos geo-climáticos extremos se confeccionó a partir de la suma, revisión y extensión hasta el año 2017 inclusive, de registros previos. Se utilizó el registro de movimientos en masa en la cuenca media del Río Mendoza de Moreiras (2006; periodo 1790-2003), y el registro de movimientos en masa y avalanchas de nieve en la cuenca alta del Río Mendoza de Moreiras *et al.* (2012) (periodo 1822-2010). Para los siglos XVIII y XIX, estos registros se componen principalmente de notas de viajeros donde se suele indicar la zona y fecha de los eventos geo-climáticos extremos. Para el siglo XX estos registros provienen principalmente de notas

periodísticas de diarios regionales y comunicaciones impresas y orales de las compañías ferroviaria y viales. Estas fuentes indican la posición donde se cortó la respectiva vía y la fecha (a veces también desencadenante, hora y descripción y volumen del depósito principal). Para el siglo XXI se suman salidas a terreno de científicos del Instituto Argentino de Nivología y Glaciología, por lo que el registro se hace más detallado y el número de eventos geo-climáticos extremos aumenta considerablemente (Figura 4.1).

La extensión de ambos registros hasta el año 2017 se efectuó mediante una combinación de salidas a terreno, revisión de diarios regionales (diario El Andino, 2017; diario Los Andes Online, 2017; diario MDZ, 2017; diario Los Andes, 2017; diario Uno, 2017; diario El Sol, 2017), comunicaciones impresas de instituciones aduaneras (Pasos Fronterizos Argentina, 2017; Pasos Fronterizos Chile, 2017) y comunicaciones impresas y personales de instituciones viales (Dirección Nacionalidad de Vialidad, 2017; Dirección Provincial de Vialidad, 2017).

Los dos registros previos utilizados contienen generalmente el desencadenante de los movimientos en masa y avalanchas de nieve, sin embargo, hay casos que no lo contienen al no haberse podido determinar. Los desencadenantes se adquirieron desde la misma fuente (el mismo reporte indica si ocurrieron lluvias, sismos, etcétera) o se establecieron por medición de precipitación diaria (estaciones meteorológicas Guido, Uspallata y Punta de Vacas de Tabla 4.1) y sismicidad (USGS, 2018).

Se agregó nueva información para el control de los desencadenantes de los movimientos en masa y avalanchas de nieve pertenecientes a los registros previos, como así también para la decisión de los desencadenantes de susodichos fenómenos pertenecientes a la nueva recopilación. Se utilizaron datos diarios de temperatura y precipitación del Reanálisis del conjunto de datos del Centro Nacional de Predicción Ambiental-Centro Nacional de Investigación Atmosférica (Kalnay *et al.*, 1996; periodo 1948-al presente). Para la precipitación diaria también se utilizó el registro del Centro de Predicción Climática Morphing (Joyce *et al.*, 2004; periodo 12/2002-al presente). Respecto a datos de precipitación en campo, a parte de las tres estaciones meteorológicas utilizadas en los registros previos, se emplearon otras diez con resolución diaria (Tabla 4.1). Además, se utilizaron datos de temperatura con resolución diaria de ocho estaciones, para conocer la altitud de la isoterma 0 °C en los días con eventos geo-climáticos extremos (Tabla 4.1).

Se consideraron los desencadenantes: nevadas, lluvia y derretimiento rápido de nieve y/o hielo de la capa activa. Mientras que se excluyeron eventos geo-climáticos extremos gatillados por

viento o fenómenos glaciares y fluviales. El nuevo registro incluyó los siguientes eventos geo-climáticos extremos: flujo de detritos, flujo de barro, flujo hiper-concentrado, avalancha de detritos, caída de roca, caída de detritos, deslizamiento rotacional y avalancha de nieve (Figura 4.4). En total se recopilieron 569 eventos geo-climáticos extremos para el periodo 1882-2017. Se registraron 55 movimientos en masa más, que fueron descartados al no haberse podido establecer el desencadenante. Para el registro generado, en 36 eventos geo-climáticos extremos no se pudo recuperar la ubicación geográfica precisa (de estos en 23 se pudo determinar la zona) y en 16 no se pudo determinar el día (de estos en 3 se pudo determinar el mes y año, y en 12 solo el año). Dado que en muchos eventos geo-climáticos extremos no se pudo recuperar la magnitud (volumen), esta variable no fue tratada en la investigación.

Para identificar los eventos geo-climáticos extremos desencadenados por fusión (flujos de detritos, de barro e hiper-concentrados), a parte de la ausencia de precipitación y sismicidad, se utilizaron los patrones hallados en el Capítulo 3.

Mientras que el desencadenante lluvia está asociado exclusivamente con movimientos en masa, el desencadenante nevadas no está asociado exclusivamente con avalanchas de nieve. El 35 % de los eventos geo-climáticos extremos gatillados por nieve de la zona Oeste y el 83% de las zonas Centro y Este no fueron avalanchas de nieve (zonas de la Figura 4.2 y descritas a continuación). Durante las nevadas se pueden desencadenar caídas de roca o de detritos por pequeños intervalos de lluvia o por la fusión de la nieve al depositarse sobre la roca, lo cual genera una mayor presión intersticial entre las grietas y un posible desencadenamiento. Debido a que la resolución de las estaciones imposibilita saber el lapso de tiempo en que ocurrió la precipitación y el valor de la línea de nieve a lo largo de este, en los análisis que evalúan los cambios temporales de los eventos geo-climáticos extremos se decidió agrupar a aquellos gatillados por lluvia y nieve en eventos geo-climáticos extremos por precipitación.

Una aclaración importante es que las avalanchas de nieve fueron consideradas como gatilladas por nevadas (sobrecarga repentina), si bien pueden también desencadenarse hasta algunas semanas después de estas debido a sismos, lluvias o aumentos de temperatura y radiación. Se realizó esta simplificación porque la nevada anómala es la causa atmosférica principal de su ocurrencia.

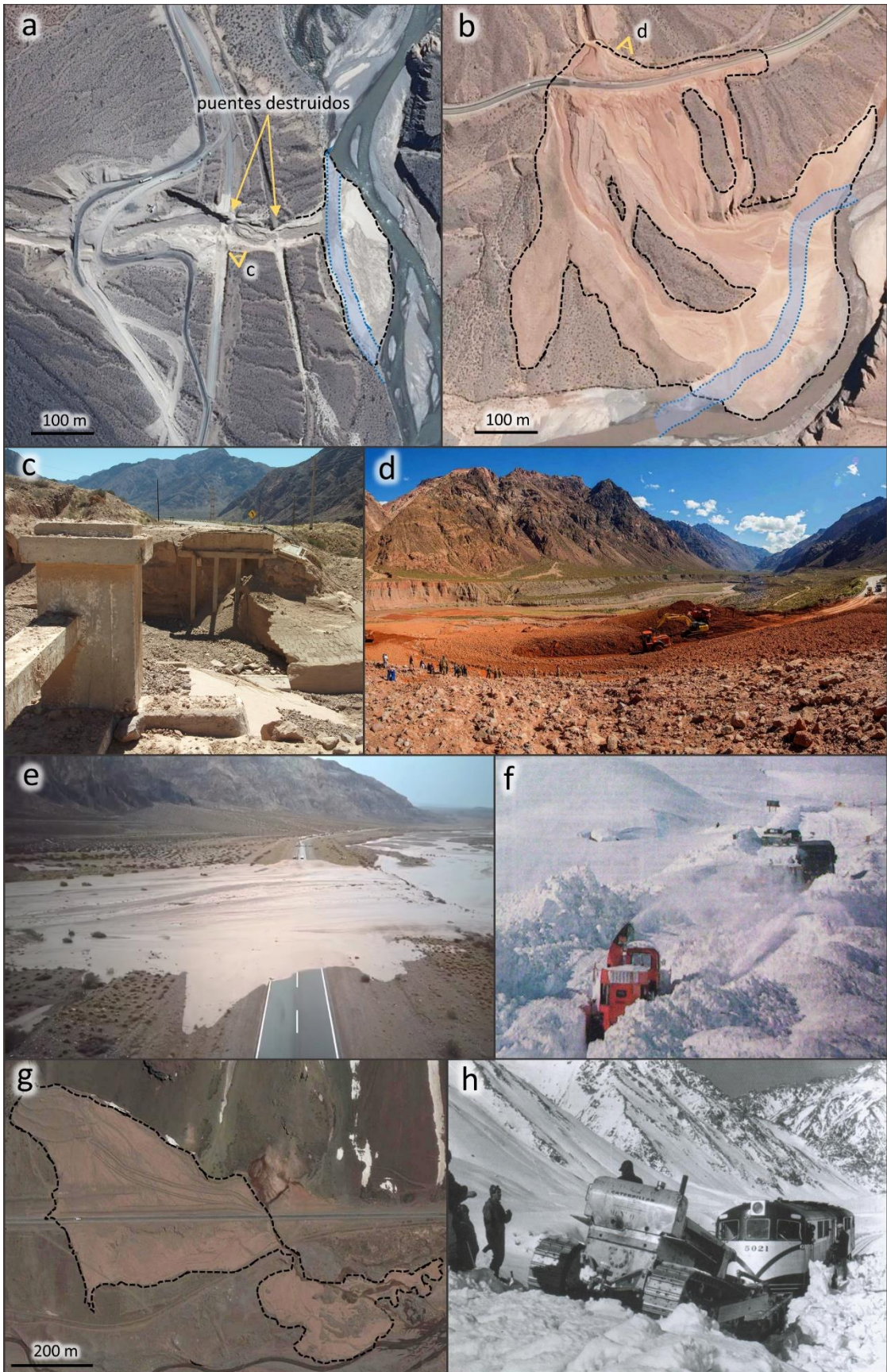


Figura 4.4. Eventos geo-climáticos extremos ocurridos en el área de estudio: (a,c) flujo de detritos del 01/02/2016 en área Este (microcuenca Soltera, desencadenante lluvia), (b,d) flujo de detritos del 23/01/2016 en área Centro (microcuenca Picheuta C, desencadenante lluvia), (e) flujo de detritos del 04/02/2018 en área Centro (microcuenca Seca, desencadenante lluvia), (f,h) avalanchas de nieve en área Oeste, y (g) flujos de detritos ocurridos durante el periodo 27/12/2015-01/01/2016 en área Oeste (microcuenca Salada, desencadenante fusión).

4.2.1.2 *Modo de empleo*

Una de las deficiencias principales del registro es su generación a partir de un monitoreo no-continuo, al depender de que haya habido un observador que registrara cada evento geo-climático extremo o bien que el evento hubiese generado un daño, como el corte del tráfico, y por ende haya sido registrado posteriormente. A fin de evitar al máximo el error inducido por este hecho, la mayor parte de los análisis se realizaron para el periodo 1961-2017 (57 años). En el año 1961 se inauguró el último tramo de la ruta 7 (Potrerillos-Uspallata; 53,2 km) y por ende hubo una estabilización del tránsito y economía regional. En los análisis que no utilizaron este periodo, se especificó el lapso de tiempo empleado.

Con el registro se confeccionaron dos tipos de series anuales: número de eventos geo-climáticos extremos (se consideran todos los eventos ocurridos por día) y número de días con eventos geo-climáticos extremos (máximo un evento por día). La primera (segunda) serie es más (menos) representativa de la extensión espacial del fenómeno atmosférico desencadenante y tiene mayor (menor) sesgo por muestreo no-continuo. Otra vez, a fin de evitar al máximo el error por el tipo de monitoreo, en la mayoría de los análisis se empleó la variable número de días con eventos geo-climáticos extremos. Se especificó la variable utilizada solo en los análisis en que se utilizó el número de eventos geo-climáticos extremos.

Debido a la variabilidad climática existente en el área de estudio y dentro del ciclo anual, se decidió categorizar los eventos geo-climáticos extremos según su ubicación temporal y espacial. Ello posibilita no mezclar las señales climáticas y hallar una relación más clara entre los eventos geo-climáticos extremos y las variables climáticas que los controlan. Para ello se utilizaron los datos de precipitación y temperatura de las estaciones con registro continuo durante el período 1993-2017 y 1994-2017, respectivamente. Las longitudes de los periodos permiten generar inferencias climáticas y sus ubicaciones temporales maximizan el número de estaciones disponibles dentro de los límites longitudinales del área de estudio. Para la precipitación estas

estaciones son: Embalse el Yeso, Punta de Vacas, Polvaredas, San Alberto, Uspallata, Guido, Potrerillos y Cacheuta (Tabla 4.1). Para la temperatura las estaciones disponibles son Punta de Vacas, Uspallata y Guido.

Se analizó el ciclo anual promedio de cada estación. Los promedios mensuales fueron transformados en anomalías estandarizadas para excluir los efectos morfométricos (altimetría, características de la sección del valle, etcétera). Respecto a la precipitación, las tres estaciones más al oeste presentan un ciclo unimodal con el pico en el trimestre junio-julio-agosto, mientras que las restantes presentan un ciclo unimodal con el máximo en el trimestre diciembre-enero-febrero (Figura 4.3 c). Sin embargo, entre estas últimas también se observan patrones diferentes. Las dos ubicadas más al oeste presentan un máximo secundario en el trimestre junio-julio-agosto y una menor precipitación entre septiembre y noviembre (Figura 4.3 c). Respecto a la temperatura, el ciclo anual de las estaciones es muy parecido, sin embargo, la ubicada más al oeste es la más diferente presentando valores mayores entre marzo y mayo, y menores entre noviembre y diciembre (Figura 4.3 d).

Dividiendo el área de estudio según las diferencias de precipitación, se observa que las zonas resultantes tienen altitudes diferentes. La zona Oeste tiene una altitud promedio de 3.740 m s.n.m., la Centro de 3.004 y la Este de 2.240 (Figura 4.2 b). Por lo tanto, para la categorización del registro se utilizaron estas zonas que presentan altitudes, y regímenes de precipitación y temperatura marcadamente desiguales. Las tres zonas tienen una cantidad de conos de deyección, microcuencas y paredes rocosas semejantes (entre 47 y 50). También las secciones del río de cada zona son parecidas (entre 43,2 y 49,2 km).

Respecto a la variabilidad en el ciclo anual, debido al diferente origen de las precipitaciones, los eventos geo-climáticos extremos fueron categorizados por su ocurrencia en el verano y el invierno (Figura 4.3). Es importante remarcar que en el ciclo anual las precipitaciones por sistemas frontales (convección) no solo tienen una mayor amplitud hacia el oeste (este), sino que también una mayor longitud de onda (Figura 4.3 b; Garreaud y Rutllant, 1997; Araneo *et al.*, 2011; Viale y Nuñez, 2011). Este comportamiento también se puede inferir a partir de los mismos ciclos anuales (Figura 4.3 c). Por ende, la división temporal utilizada no separa correctamente las señales climáticas ya que para cada área la mejor separación sería única. Sin embargo, esta división general es la más adecuada y permite comparar mejor los resultados.

4.2.2 *Distribución espacial y temporal en el ciclo anual*

Un primer estudio fue analizar la densidad de probabilidad longitudinal de los tres tipos de desencadenantes, utilizando la serie número de eventos geo-climáticos extremos para todo el periodo del registro. Esto se realizó calculando la función no-paramétrica de kernel (Venables y Ripley, 2002), definida como:

$$\hat{f}_h(x) = \frac{1}{n \cdot h} \sum_{i=1}^n K \left(\frac{x - X_i}{h} \right) \quad , \quad x \in (x_i - h, x_i + h) \quad (\text{Eq. 4.1})$$

donde x es el punto en el cual se trata de estimar la probabilidad, X_i el valor de la variable en el caso i . K es el estimador utilizado (gaussiano en este caso) y h es el ancho de ventana óptimo, definidos como:

$$K(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2}} \quad (\text{Eq. 4.2}) \quad \quad h = 0.9n^{-\frac{1}{5}} \min \left[\sigma, \frac{IQR}{1.349} \right] \quad (\text{Eq. 4.3})$$

donde σ es la desviación estándar e IQR el rango intercuartil.

Luego se calculó la densidad de probabilidad en el ciclo anual para las tres zonas, utilizando todo el periodo del registro y sin discriminar por tipo de desencadenante (las series se hacen muy cortas y el análisis menos confiable). El cálculo se realizó por medio de la función de kernel para datos circulares (Taylor, 2008). El ancho de banda óptimo para cada serie se calculó según el método de Hall *et al.* (1987). Con los mismos métodos y periodo de registro se calculó la distribución en el ciclo anual de los tres tipos de desencadenantes, sin diferenciar por zona.

Sucesivamente se calculó la probabilidad de ocurrencia anual de eventos geo-climáticos extremos para cada desencadenante y cada microcuenca, cono de deyección y pared rocosa.

4.2.3 *Interrelación y tendencias de las variables climáticas y los eventos geo-climáticos extremos*

Se investigó si hubo cambios en la frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos y si se corresponden con las tendencias de las variables climáticas que los controlan. Para este análisis se

excluyeron los eventos geo-climáticos extremos gatillados por fusión de nieve y/o hielo de la capa activa, debido a que su escaso número no permite calcular tendencias confiables ($n = 16$).

Se calculó una serie anual de precipitación para cada zona utilizando la mayor cantidad de estaciones que abarcaran un periodo climatológico en común. Este periodo resultó ser el 1982-2000 (19 años), en donde las estaciones meteorológicas Riecillos, Lagunitas, Embalse El Yeso, Uspallata II, Uspallata, Guido y Potrerillos (Tabla 4.1) tienen al menos el 89 % de los valores anuales. Cada valor de las series de precipitación se expresó como porcentaje respecto al periodo en común, y luego se hicieron promedios entre las estaciones de igual zona. Para las series anuales de temperatura media del aire se utilizó la estación disponible de cada zona, es decir: Punta de Vacas, Uspallata y Guido.

Como análisis exploratorio se calculó para cada zona las correlaciones interanuales entre los eventos geo-climáticos extremos desencadenados por precipitación (lluvia y nevadas) y la precipitación total / temperatura media. El análisis se realizó para las dos series de eventos geo-climáticos extremos y empleando el año completo, como también las temporadas invierno y verano por separado. Debido a la falta de normalidad en las series de precipitación y de número de días con eventos geo-climáticos extremos (usualmente asimétricas positivas), se utilizó el coeficiente de correlación de Spearman (ρ), que es ideal para distribuciones no-normales al ser no-paramétrico (Zar, 1972):

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n^2} \quad (\text{Eq. 4.4})$$

donde n es el tamaño de la muestra, x_i el rango en la variable predictora en los i -ésimos casos e y_i el rango en la variable dependiente en los i -ésimos casos. Las significancias de las correlaciones fueron evaluadas con el método propuesto por Zar (1972) para variables por rangos, al 95 % de confianza (mismo porcentaje utilizado en todos los siguientes casos en los que se debió calcular significancia estadística).

Posteriormente se calcularon las tendencias de las series de precipitación y eventos geo-climáticos extremos. La presencia de tendencia se evaluó mediante el estadístico no-paramétrico de Mann-Kendall, y la pendiente lineal se calculó con el estadístico no-paramétrico desarrollado por Sen (1968; ver Descripción metodológica general del Capítulo 1). Debido a que la serie de precipitación de la zona Centro comienza en 1967, también se realizaron tendencias desde este año

a fin de poder comparar cabalmente las tres zonas. A su vez, con la finalidad de entender mejor las posibles variaciones de la precipitación, también se calcularon tendencias desde el año 1957 para las series de precipitación de las zonas Oeste y Este.

4.2.4 Influencia térmica en la disminución de eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas

A fin de conocer si la disminución de frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas tuvo una influencia térmica, se analizó la evolución de la temperatura durante el periodo 1974-2017 (44 años). El estudio se efectuó para la temporada mayo-septiembre, que es cuando se producen las mayores nevadas. Para analizar la temperatura a la altitud donde se desencadenan estos eventos geo-climáticos extremos se utilizaron las estaciones Lagunitas y Embalse El Yeso (Tabla 4.1), las cuales se encuentran a una distancia mínima con la zona Oeste de 26 y 79 km, respectivamente (allí ocurrieron el 87 % de estos eventos geo-climáticos extremos). Estas estaciones se consideraron las más adecuadas en cuestiones de periodo de registro, altitud, proximidad al área de estudio y completitud de datos.

Durante los días con precipitación por sistemas frontales ingresa, a estas latitudes, aire del Océano Pacífico Oriental con alto contenido de humedad seguido de una masa de aire sub-antártica. Bajo la hipótesis de que este aire haya tenido en las últimas décadas una tendencia diferente del local, se procedió a dividir las series de temperatura media en días con precipitación total mayor a 0,3 mm y días sin precipitación. Para cada nueva serie de cada estación se realizaron medias anuales, que luego se transformaron en valores de altitud de la isoterma 0 °C utilizando las altitudes de las estaciones y un gradiente adiabático seco (húmedo) de 0,65 (0,60) °C /100 m. Para las nuevas series se calcularon las anomalías con respecto al periodo en común y se las promedió según su categoría (días con precipitación y sin). La combinación es factible debido a la cercanía, altitud semejante y periodo en común de 37 años (1977-2013) entre las estaciones. Además, sus series anuales de días con precipitación tienen medias similares (38 y 33 d) y un coeficiente de determinación de 0,81.

A las series de anomalías promedio se les sumó las altitudes promedio del periodo 1974-2017 correspondientes, a fin de conocer los valores reales de las altitudes de la isoterma 0 °C. Con la altitud de la isoterma 0 °C para días con precipitación se calculó la línea de nieve ⁷, restando a cada

⁷ Aquí por línea de nieve se entiende el límite altitudinal inferior de la nieve en cada precipitación sólida.

valor 125 m, lo que es el equivalente en distancia a la demora promedio del cristal de nieve en transformarse en gota (Garreaud, 1992; White *et al.*, 2010). Este último cálculo se realizó porque para el desencadenamiento de los eventos geo-climáticos extremos estudiados es más importante la línea de nieve que la altitud de la isoterma 0 °C.

Desde un punto de vista climatológico es importante, que de existir tendencias diferentes entre las temperaturas durante los días con y sin sistemas frontales, conocer cuánto se diferenciarían si el aire oceánico no interaccionara con el local. Es lógico pensar que el aire oceánico al llegar a estas latitudes se mezcle con el local perdiendo sus propiedades originales. Por ende, si este aire llegara en un año anómalamente cálido (frío) a nivel local, se calentaría más (menos) de lo normal. A fin de remover este efecto, a la temperatura para días con precipitación se le extrajo la varianza explicada por la temperatura para días sin precipitación. La expresión de este cálculo es:

$$y_i^{residual} = (y_i - \hat{y}_i) \quad (\text{Eq. 4.5})$$

donde y_i es el valor de temperatura media para los días con precipitación para un cierto año i , \hat{y}_i es el valor de y_i predicho por la regresión lineal a partir de las temperaturas para días sin precipitación e $y_i^{residual}$ es el valor de y_i no explicado por la temperatura para días sin precipitación. La tendencia de esta variable artificial podría ser parecida a aquella de donde proviene la masa de aire que genera las precipitaciones invernales locales.

Para las series resultantes se calcularon las tendencias lineales por medio del método de mínimos cuadrados. La significancia estadística tanto de las tendencias como de sus diferencias se evaluó con la prueba t de Student.

Con el fin de localizar la zona de donde proviene el aire oceánico, del conjunto de datos de Reanálisis 1 del Centro de Diagnóstico Climático del NOAA (<https://www.noaa.gov/>) se obtuvieron el vector de viento mensual (\vec{V} , en m s^{-1}) al nivel atmosférico 700 hPa y el agua precipitable (en mm). Estos datos se adquirieron en una cuadrícula global regular de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Se consideró el período 1974-2017 para analizar las relaciones entre la serie residual y la circulación atmosférica global. De acuerdo con el teorema bidimensional de Helmholtz, un vector de viento horizontal, \vec{V} , se puede separar en una parte no-divergente y una parte irrotacional o no rotacional, como $\vec{V} = \hat{k} \times \nabla\psi + \nabla\chi$, donde ψ es la función de flujo horizontal y χ es el potencial de velocidad horizontal (Zdunkowski y Bott, 2003). Por lo tanto, el primer y segundo término en

la ecuación anterior representan la parte rotatoria (no divergente y paralela al campo de la función corriente) y la parte divergente (irrotacional y ortogonal al campo de potencial de velocidad) del vector del viento, respectivamente. La componente rotatoria permite ver sistemas de presión (anomalías de altas o bajas) en las latitudes bajas, que en los campos de altura geopotencial o de presión no se observan.

Se calcularon los campos de correlación entre la línea de nieve para los días con precipitación residual y la función de flujo horizontal y el agua precipitable, para la temporada mayo-septiembre y período 1974-2017. Se determinaron los coeficientes de correlación significativamente diferentes de cero a los niveles de 90, 95, 97,5 y 99 % mediante la prueba *t* de Student.

De modo complementario se compararon las altitudes de los depósitos principales de los eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas en los periodos 1882-1953 y 1993-2015 (diferencia de 39 años). De haber existido un aumento en la altitud de la isoterma 0 °C para los días con precipitación, los depósitos del segundo periodo deberían haber ocurrido a una altitud mayor que los del primero. El primer periodo tiene 39 casos y el segundo 52. A través del método no-paramétrico de Bootstrap se determinó la existencia de una diferencia significativa entre las altitudes medias de ambos periodos (Zieffler *et al.*, 2011). En primer lugar, se generó una muestra con la totalidad de casos ($n = 91$) y con esta se generaron 999 pseudo-muestras por medio de un muestro aleatorio con reposición. A cada pseudo-muestra se la dividió en una sub-muestra de 39 casos y en otra de 52, y se calcularon las diferencias de media de cada pareja. Todas las diferencias de medias forman lo que se conoce como Distribución de *bootstrapping*, la cual representa la variación esperada en la diferencia de medias debida únicamente al muestreo aleatorio (Zieffler *et al.*, 2011). Por último, utilizando esta distribución se calculó la probabilidad (p-valor) de obtener diferencias iguales o más extremas que la de las muestras originales.

Este análisis se consideró menos confiable que el previo, ya que utiliza la distinción entre eventos geo-climáticos extremos desencadenados por lluvia y nevadas. Igualmente puede dar indicios acerca de la disminución de frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas.

4.3 Resultados

4.3.1 Características generales de los eventos geo-climáticos extremos

El desencadenante principal es la lluvia (66,2 %), seguida de las nevadas (30,9 %) y finalmente el derretimiento de nieve y/o hielo de la capa activa (2,9 %; Figura 4.5 a). Sin embargo, para cada zona la proporción es diferente (Figura 4.2 d). El número promedio de eventos geo-climáticos extremos que genera cada evento atmosférico desencadenador varía entre 2,2 (lluvia) y 1,2 (fusión; Figura 4.5 c).

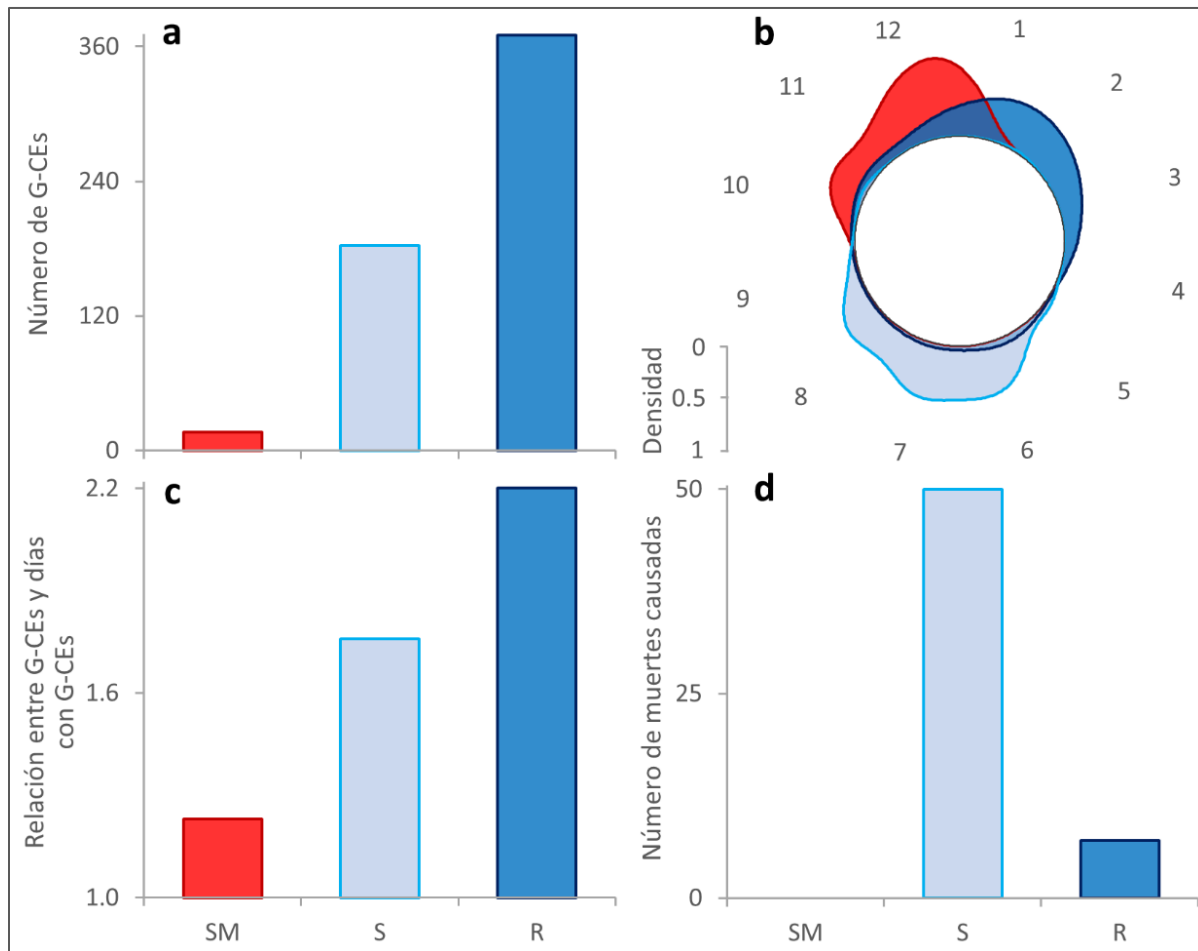


Figura 4.5. Características principales de los desencadenantes de eventos geo-climáticos extremos: (a) cantidad, (b) densidad de probabilidad en el ciclo anual de días con eventos geo-climáticos extremos, (c) relación entre número de eventos geo-climáticos extremos y número de días con eventos geo-climáticos extremos, y (d) víctimas fatales. El color azul hace referencia al desencadenante lluvia, el celeste a nevadas y el rojo a fusión.

Con respecto a las víctimas fatales ocasionadas, durante el periodo de monitoreo se registraron 57, de las cuales 50 fueron a causa de eventos geo-climáticos extremos desencadenados por nevadas y 7 por eventos geo-climáticos extremos desencadenados por lluvias (Figura 4.5 d). Aparte, hubo una víctima fatal más a causa de un movimiento en masa al cual no se le pudo determinar el desencadenante.

Al mapear las probabilidades de ocurrencia anual de cada desencadenante se observa que la lluvia posee los cuatro valores más elevados (probabilidad máxima 66,7 %), las nevadas el 5.º y 8.º valores más elevados (probabilidad máxima 40,4 %) y la fusión el 13.º valor más elevado (10,5 %; Figura 4.6).

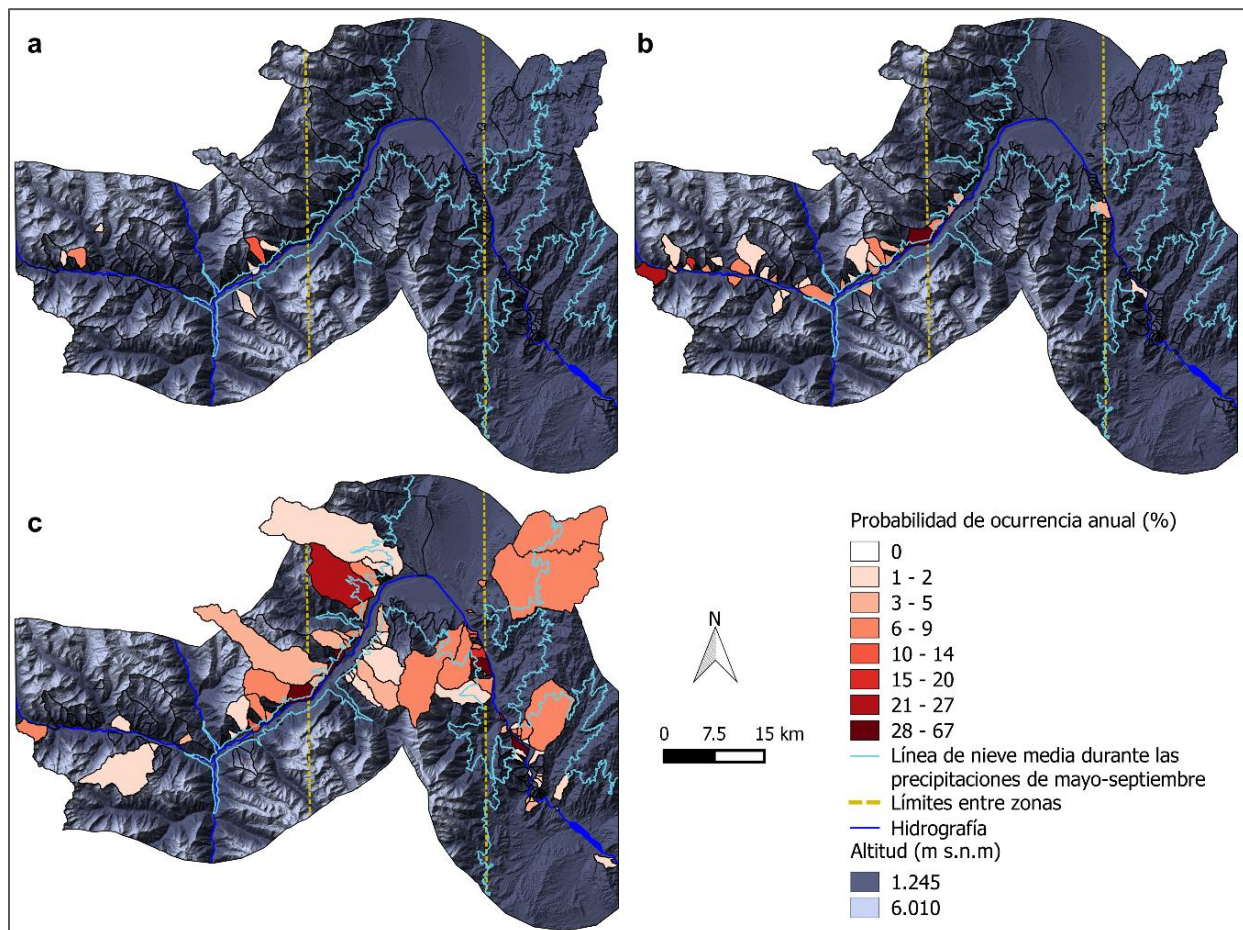


Figura 4.6. Probabilidad de ocurrencia anual de cada microcuenca, cono de deyección y pared rocosa monitoreada durante el periodo 1961-2017, para eventos geo-climáticos extremos gatillados por: (a) derretimiento de nieve y/o hielo de capa activa, (b) nevadas y (c) lluvia. La línea de nieve se calculó a partir del periodo 1974-2017.

El desencadenamiento por fusión presenta el pico más alto de densidad de probabilidad longitudinal, el cual se posiciona en la zona Oeste y tiende rápidamente a 0 a inicios de la zona Centro (Figura 4.2 c). Los desencadenamientos por nevadas y lluvia tienen picos parecidos pero en zonas contrarias, el primero en la zona Oeste y el segundo en las zonas Centro y Este (Figura 4.2 c). Además, mientras que la densidad de probabilidad del desencadenamiento por nevadas tiende a 0 a mitad de la zona Centro, la densidad del desencadenamiento por lluvia se mantiene con valores positivos en la zona Oeste (Figura 4.2 c).

Durante el ciclo anual, los eventos geo-climáticos extremos gatillados por lluvia presentan un pico máximo suave durante la segunda quincena de enero, aunque existen valores altos desde octubre a abril (Figura 4.5 b). Los gatillados por nevadas presentan un pico máximo suave en la segunda quincena de junio, aunque hay valores altos desde fines de mayo a inicios de septiembre (Figura 4.5 b). Por último, los eventos geo-climáticos extremos gatillados por fusión presentan un pico máximo empinado en la segunda quincena de diciembre y valores de probabilidad positivos desde mediados de octubre a mediados de enero (Figura 4.5 b).

La zona Oeste presenta la mayor densidad de probabilidad de eventos geo-climáticos extremos entre la segunda quincena de mayo y la primera de agosto, aunque hay un pico menor en la mitad de enero (Figura 4.7). Las zonas Centro y Este presentan un comportamiento semejante, con la mayor densidad de probabilidad de eventos geo-climáticos extremos entre la segunda quincena de diciembre y la primera de marzo, y picos pequeños entre la segunda quincena de junio y la primera de julio (Figura 4.7). Sin embargo, la zona Centro (Este) presenta mayor densidad de probabilidad en mayo (septiembre y octubre).

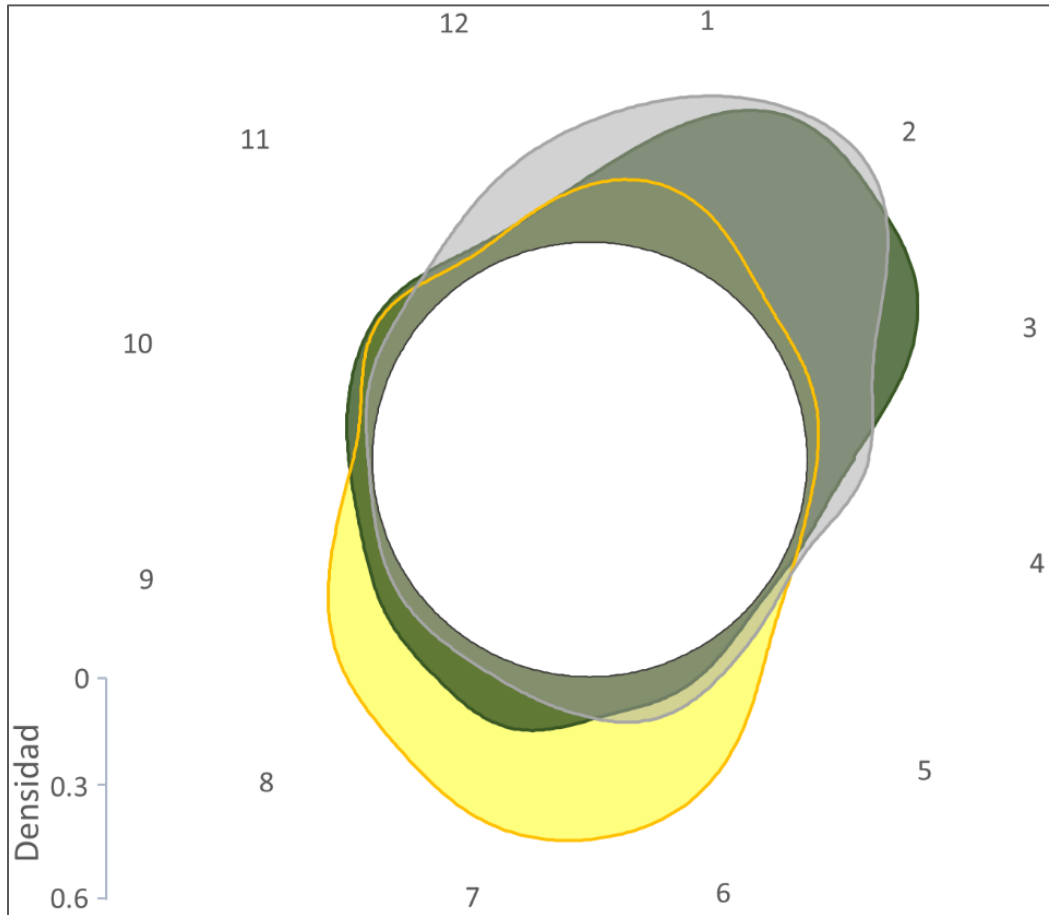


Figura 4.7. Densidad de probabilidad en el ciclo anual de los días con eventos geo-climáticos extremos en las zonas Oeste (amarillo), Centro (gris) y Este (verde).

4.3.2 *Tendencias de la precipitación y los eventos geo-climáticos extremos*

En las correlaciones interanuales entre la ocurrencia de eventos geo-climáticos extremos y la precipitación y temperatura de cada zona, no se observan diferencias entre los dos tipos de series de eventos geo-climáticos extremos (Figura 4.8). En las correlaciones con la precipitación se observa que en las tres zonas los valores del invierno son más elevados que los del verano. Otro patrón general es la disminución oeste-este en las correlaciones del invierno (Figura 4.8 a). Respecto a la significancia, todas las correlaciones son significativas, excepto tres correspondientes al verano y zonas Oeste y Este (Figura 4.8 a).

Por su parte, las correlaciones con la temperatura media suelen ser menores y presentan patrones menos claros (Figura 4.8 b). Las correlaciones son negativas excepto por aquella correspondiente al invierno y zona Centro. Las únicas correlaciones significativas son las correspondientes al verano e invierno de la zona Centro (Figura 4.8 b).

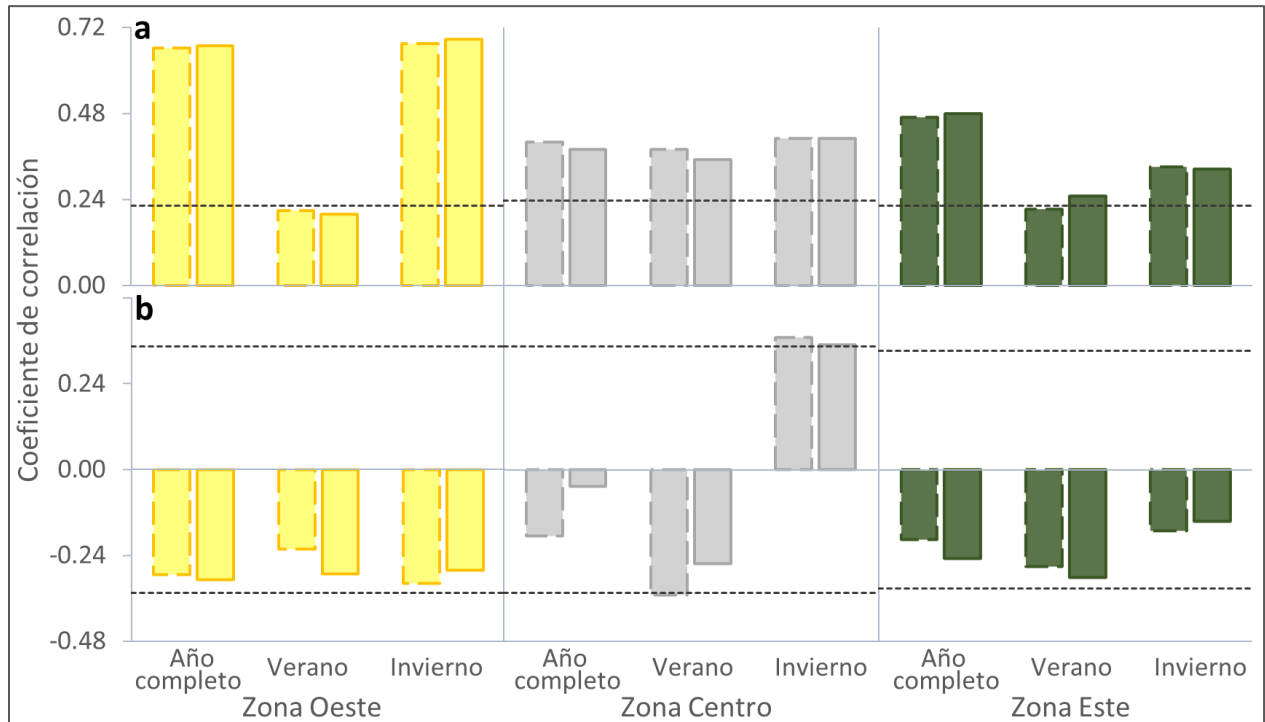


Figura 4.8. Correlaciones de Spearman a escala anual entre las series número de eventos geo-climáticos extremos (borde discontinuo) / número de días con eventos geo-climáticos extremos (borde continuo) y: (a) precipitación, (b) temperatura media. Las líneas discontinuas indican la significancia al 95 %.

Respecto a las tendencias de la precipitación, en la zona Oeste y para todos los periodos se observan cambios negativos no-significativos para el invierno y el año completo, y positivos no-significativos para el verano (Tabla 4.2 y Figura 4.9 a,g). En la zona Centro las tendencias son positivas significativas para el verano y el año completo, mientras que positivas no-significativas para el invierno (Tabla 4.2 y Figura 4.9 b,h). En la zona Este y para todos los periodos, las

tendencias son positivas significativas para el invierno y el año completo, y no-significativas positivas para el verano (Tabla 4.2 y Figura 4.9 c,i).

Las series número de eventos geo-climáticos extremos gatillados por precipitación no presentan tendencias negativas y la mayoría presenta estacionariedad (Tabla 4.2 y Figura 4.9 e,f,k,l). Las series donde se observan tendencias positivas corresponden al periodo 1961-2017 y son: año completo de zona Centro y verano del total del área de estudio (Tabla 4.2).

Tabla 4.2. Cambios decadales del porcentaje de precipitación (antes del símbolo |) y del número de días con eventos geo-climáticos extremos gatillados por precipitación (después del símbolo |).

	1957-2017			1961-2017			1967-2017		
	Año	Verano	Invierno	Año	Verano	Invierno	Año	Verano	Invierno
Oeste	-1,0	1,1	-1,1	-1,7 0,0	0,9 0,0	-3,91 0,0	-0,2 0,0	4,3 0,0	-4,1 0,0
Centro				0,1*	0,0	0,0	10,1* 0,0	11,3* 0,0	7,0 0,0
Este	6,6*	2,8	10,3*	6,8* 0,0	3,2 0,0	11,7* 0,0	6,9* 0,0	3,4 0,0	12,6* 0,0
Total					0,2*	0,0		0,0	0,0

Los valores con asterisco son significativos al 95 %, los espacios vacíos corresponden a datos no disponibles.

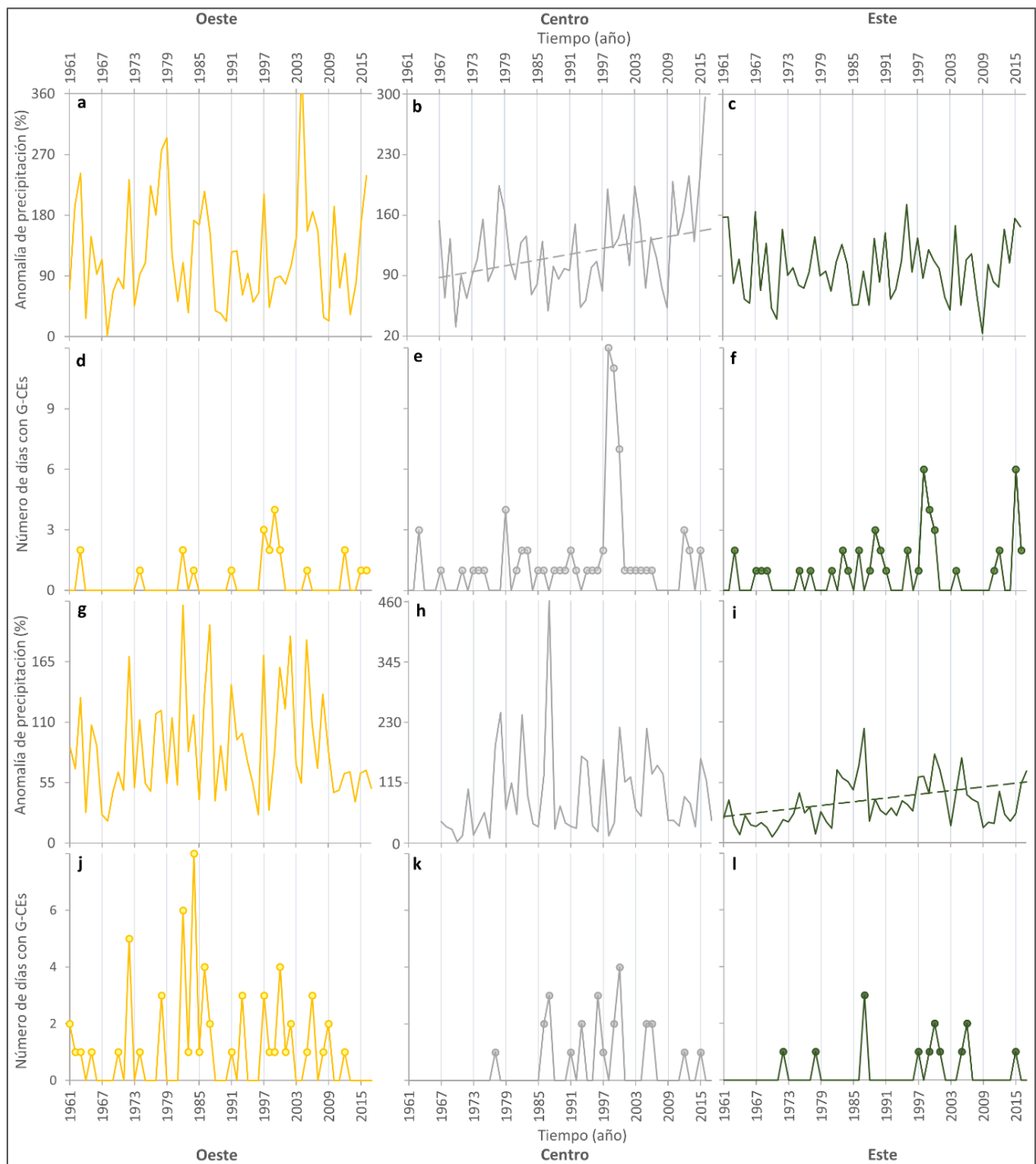


Figura 4.9. Series anuales de precipitación (líneas lisas) y de número de días con eventos geoclimáticos extremos gatillados por precipitación (líneas con puntos) de las tres zonas para: (a,b,c,d,e,f) el verano y (g,h,i,j,k,l) el invierno. Con líneas discontinuas se grafican las tendencias significativas al 95 %.

4.3.3 Cambios de fase en las precipitaciones invernales

Las altitudes promedio de los depósitos principales de los eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas de los periodos 1882-1953 y 1993-2015 no tienen una diferencia significativa (Figura 4.10).

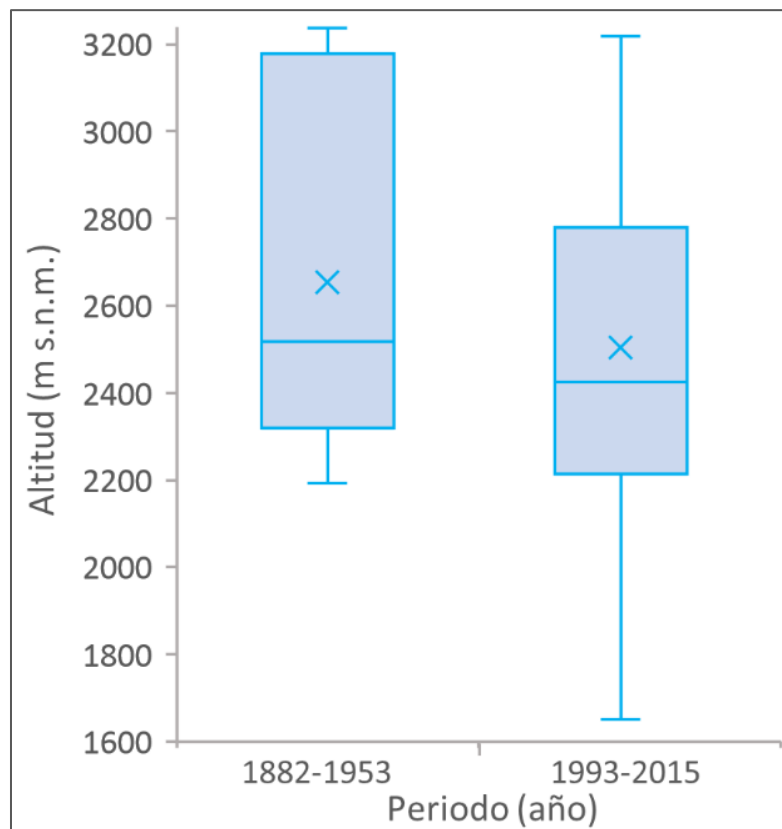


Figura 4.10. Diagramas de caja para las altitudes de los depósitos principales de eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas durante los periodos 1882-1953 y 1993-2015.

Considerando el periodo 1974-2017, la altitud de la isoterma 0 °C invernal para días sin precipitación presenta una tendencia significativa positiva de 4,31 m año⁻¹ (Figura 4.11 a). La línea de nieve invernal para días con precipitación presenta una tendencia positiva de 0,42 m año⁻¹ no-significativa (Figura 4.11 b). La serie residual de la línea de nieve invernal para días con precipitación mantiene un 72 % de la varianza de la serie inicial, y presenta una tendencia negativa

de $-2,05 \text{ m año}^{-1}$ no-significativa (Figura 4.11 c). La tendencia de la serie para días sin precipitación es significativamente diferente de aquellas para días con precipitación.

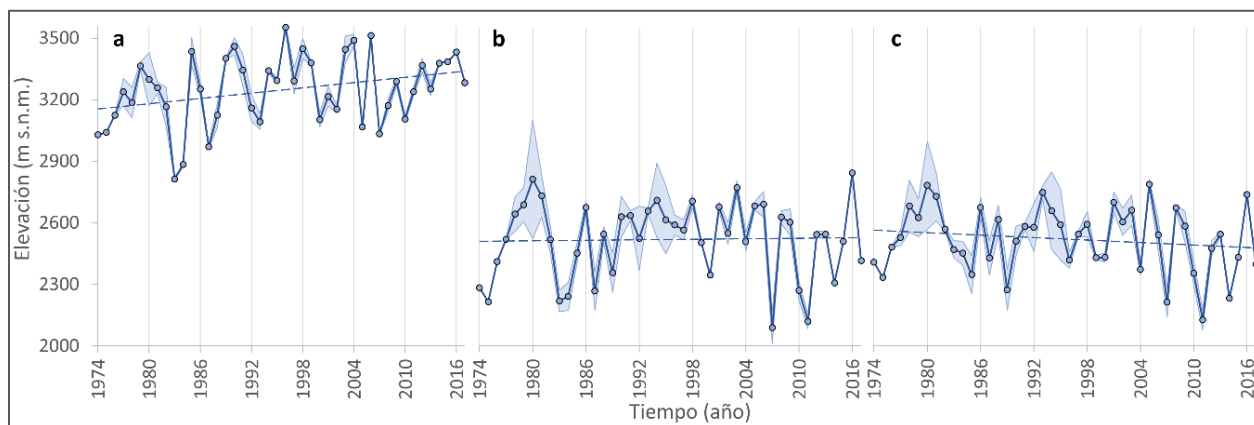


Figura 4.11. Series anuales para mayo-septiembre de: (a) altitud de la isoterma $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ para días sin precipitación, (b) línea de nieve para días con precipitación y (c) línea de nieve para días con precipitación residual. Las líneas azules discontinuas indican las tendencias y las áreas celestes indican el rango entre las estaciones con que se generaron las series.

El campo de correlaciones entre la línea de nieve para días con precipitación residual y la función corriente ψ en 700 hPa (Figura 4.12) muestra centros de correlación significativa positiva (asociados a circulación ciclónica) extendiéndose desde el Pacífico ecuatorial oriental en dirección noroeste-sudeste hasta alcanzar la costa sur de Chile, con máximos ubicados sobre $20 \text{ }^{\circ}\text{S}$ - $180 \text{ }^{\circ}\text{O}$ y $40 \text{ }^{\circ}\text{S}$ - $110 \text{ }^{\circ}\text{O}$. La circulación asociada a esta familia de ciclones induce un arrastre de humedad desde el Pacífico ecuatorial en su flanco norte, destacado en la Figura 4.12 por una franja correlaciones positivas significativas con el agua precipitable. Al sur de esta franja de agua precipitable se observa otra franja similar pero de correlaciones negativas, allí donde la circulación adquiere componente del sur. Esta configuración se encuentra típicamente asociada a la presencia de una familia de ciclones frontales, con frentes fríos sobre la franja húmeda al norte, la cual representa un río atmosférico que aporta humedad desde el Pacífico ecuatorial hacia la región estudiada, y aire relativamente más frío y seco entrando desde el sur. Sobre el Pacífico sur se observa una circulación anticiclónica que representa una inversión o atenuación del normal flujo de los vientos del oeste sobre el océano en alrededor de los $60 \text{ }^{\circ}\text{S}$.

Las características descritas muestran la asociación de los días con precipitación en la región estudiada con la presencia de sistemas frontales que arriban a la zona y el aporte de humedad proveniente desde el Pacífico a través de ríos atmosféricos que se extienden por el océano en dirección noroeste-sudeste, durante la temporada mayo-septiembre. Al calcular la tendencia de la temperatura del aire superficial del Océano Pacífico Oriental para la temporada mayo-septiembre del periodo 1974-2017, no se observan tendencias significativas [conjunto de datos de Reanálisis 1 del Centro de Diagnóstico Climático del NOAA (<https://www.noaa.gov/>); datos no presentados]. Esto podría explicar la tendencia no-significativa de la línea de nieve para días con precipitación residual.

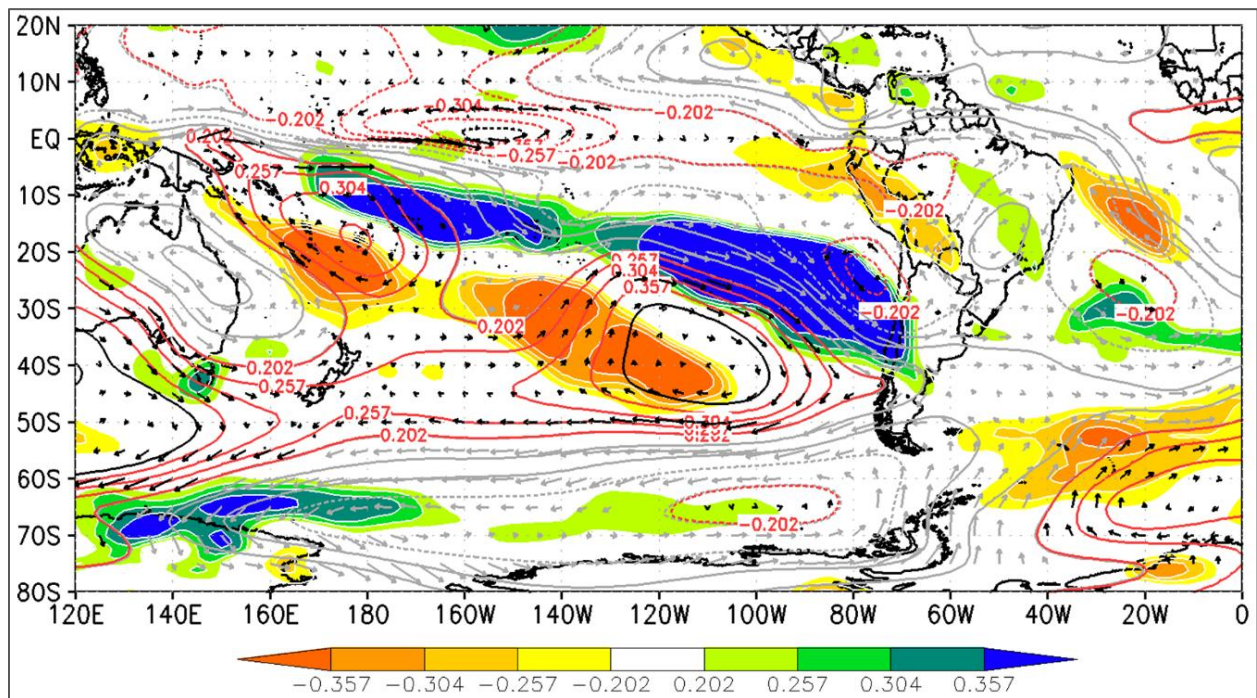


Figura 4.12. Campos de correlación entre la línea de nieve para días con precipitación residual y la función corriente a 700 hPa (curvas de nivel) y el agua precipitable (áreas sombreadas) para mayo-septiembre y período 1974-2017. Las curvas de nivel en rojo y las áreas sombreadas de claro a oscuro son valores significativos a niveles de confianza de 90, 95, 97,5 y 99 %. Los vectores representan las componentes de viento rotacionales (no divergentes) asociadas con el campo de la función corriente.

4.4 Discusión

4.4.1 *Caracterización de los eventos geo-climáticos extremos*

La distribución espacial de los tipos desencadenantes se encuentra fuertemente influenciada por las variaciones altimétricas y longitudinales del clima. La zona Oeste presenta mayor número de eventos geo-climáticos extremos por nevadas debido a que su mayor altitud y ubicación oeste propician que la precipitación invernal sea mayor y en estado sólido. A causa de estas características, es aquí también donde hay mayor desencadenamiento por fusión. Por su parte, los eventos geo-climáticos extremos desencadenados por lluvia son mayores en las zonas Centro y Este debido a sus menores altitudes y la mayor ocurrencia de precipitaciones convectivas observadas en estas zonas.

El estudio muestra que el área de estudio no solo se subdivide climatológicamente por dominancia Pacífica o Atlántica. En el sector con mayor influencia Atlántica también existen dos zonas diferentes. La zona Este, respecto de la Centro tiene mayor precipitación primaveral, la cual se refleja en su mayor cantidad de eventos geo-climáticos extremos durante esta época.

En concordancia con Moreiras (2005b), los análisis indican que la lluvia es el desencadenante más abundante y con mayores probabilidades de ocurrencia anual a escala de microcuena, como de deyección o pared rocosa. Sin embargo, debido a su ocurrencia a lo largo de toda el área de estudio, sus máximos de densidad de probabilidad longitudinal no son los más elevados. El desencadenamiento por fusión es el que presenta mayor control espacial a escala del área de estudio. Esto debido a su dependencia con una elevada precipitación sólida y a la permanencia de esta última hasta fines de la primavera e inicios del verano como cobertura nival y/o hielo somero de la capa activa.

En el ciclo anual, la fusión es el desencadenante con el máximo de densidad de probabilidad mayor, seguido por las nevadas y finalmente la lluvia (Figura 4.5 b). La ocurrencia de eventos geo-climáticos extremos por fusión está condicionada a la presencia de agua en estado sólido y a aumentos veloces y elevados en la tasa de fusión, situación posible únicamente entre fines de la primavera e inicios del verano (Capítulo 3). Por su parte, los eventos geo-climáticos extremos por nevadas pueden desencadenarse durante todo el periodo frío, debido a las elevadas altitudes del sector Oeste. Finalmente, los eventos geo-climáticos extremos desencadenados por lluvia pueden

presentarse durante todo el año, debido a que una amplia área de la zona Este se encuentra debajo de la línea de nieve media de las precipitaciones invernales (Figura 4.6 c).

Las correlaciones entre los eventos geo-climáticos extremos gatillados por precipitación y la precipitación total son mayores para el invierno que para el verano. Esto se debe al tipo de precipitación y evento geo-climático extremo. Las precipitaciones del invierno (verano), mayoritariamente sistemas frontales (convectivas), presentan mayor (menor) homogeneidad espacial y por ende son más (menos) parecidos los valores que desencadenan los eventos geo-climáticos extremos y los medidos en las estaciones. Además, en el invierno hay más avalanchas de nieve, las cuales aumentan su probabilidad con la acumulación de precipitación. Por el contrario, durante el verano predominan los flujos de detritos, movimiento en masa que regionalmente depende de la intensidad de la lluvia y no de su acumulación prolongada (ver apartado Contexto geográfico). La disminución oeste-este de las correlaciones del invierno también se explica por el tipo de precipitación y evento geo-climático extremo. Mientras que en el oeste la mayor parte de las precipitaciones son sistemas frontales, hacia el este puede ocurrir convección en abril y septiembre. Además, hacia el oeste (este) las precipitaciones invernales suelen desencadenar avalanchas de nieve (flujos de detritos y caídas).

Las correlaciones entre los eventos geo-climáticos extremos por precipitación y la temperatura son más difíciles de interpretar. Si bien la mayor cantidad es negativa, no presentan un signo definido, además, no se observa un patrón entre el invierno y el verano, ni tendencias hacia los márgenes del área de estudio. Lo que está claro es que en general los años con mayor eventos geo-climáticos extremos por precipitación presentan anomalías negativas de temperatura. Para el invierno de la zona Oeste, esto se explica con el mayor (menor) número de ingresos de masas de aire oceánicas durante los años con mayor (menor) precipitación. Esta correspondencia poco clara probablemente se deba a que no hay una relación directa entre las variables, sino que las series de eventos geo-climáticos extremos están actuando de *proxy* de la precipitación. De hecho, las correlaciones entre la precipitación y la temperatura son en promedio 0.06 más altas que las previas, y como se esperaría todas negativas (datos no mostrados).

Si bien las significancias de las correlaciones muestran una clara dependencia con el clima, los valores no son suficientemente altos como para ajustar modelos predictivos confiables a escala inter-anual (Pavlova *et al.*, 2014) o de evento (por ejemplo, Staley *et al.*, 2017). Los valores no tan elevados se deben a la escasa información meteorológica de la zona, hecho que se agrava con la

convección estival. Se espera que con la mejora de la tecnología satelital y/o la instalación de estaciones, se puedan calcular umbrales meteorológicos para el desencadenamiento de los distintos eventos geo-climáticos extremos, como así también generar proyecciones cuantitativas de sus frecuencias futuras.

4.4.2 *Variaciones durante las últimas décadas*

En coincidencia con Moreiras *et al.* (2012), las series de precipitación y eventos geo-climáticos extremos del invierno y zona Oeste presentan una clara dominancia Pacífica. Ambas presentan una variabilidad inter-anual coincidente con El Niño-Oscilación del Sur y un aumento (disminución) a fines de la década 1970 (1990; Figura 4.9 g,j). Estos últimos cambios coinciden con las inversiones positivas y negativas que presentó la Oscilación Decenal Pacífica en los periodos mencionados (Masiokas *et al.*, 2010). Las series de precipitación y eventos geo-climáticos extremos del invierno y zonas Centro y Este no presentan una influencia clara de la Oscilación Decenal Pacífica, aunque en coincidencia con Moreiras (2005b) se observan mayores (menores) precipitaciones y eventos geo-climáticos extremos durante las fases positivas (negativas) de El Niño-Oscilación del Sur (Figura 4.9 h,i,k,l). Esto probablemente se debe a que regionalmente las anomalías de precipitación relacionadas con El Niño-Oscilación del Sur tienen mayor amplitud que aquellas relacionadas a la Oscilación Decenal Pacífica (ver apartado Contexto climático del Capítulo 1).

Al observar la serie completa de días con eventos geo-climáticos extremos del invierno (es decir sin separar por zonas), es evidente la señal de la Oscilación Decenal Pacífica como de El Niño-Oscilación del Sur (Figura 4.13 a). En cambio, al observar la serie equivalente del verano, no se observa ninguna señal de las oscilaciones climáticas Pacíficas, como tampoco ninguna onda cuasi-periódica (Figura 4.13 b). Esto muestra la fuerte distinción entre los dos tipos de precipitaciones (mediante el pasaje de sistemas frontales provenientes del Pacífico durante la estación fría y por actividad convectiva durante la estación cálida) y el fuerte efecto que generan sobre la actividad geo-climática extrema regional.

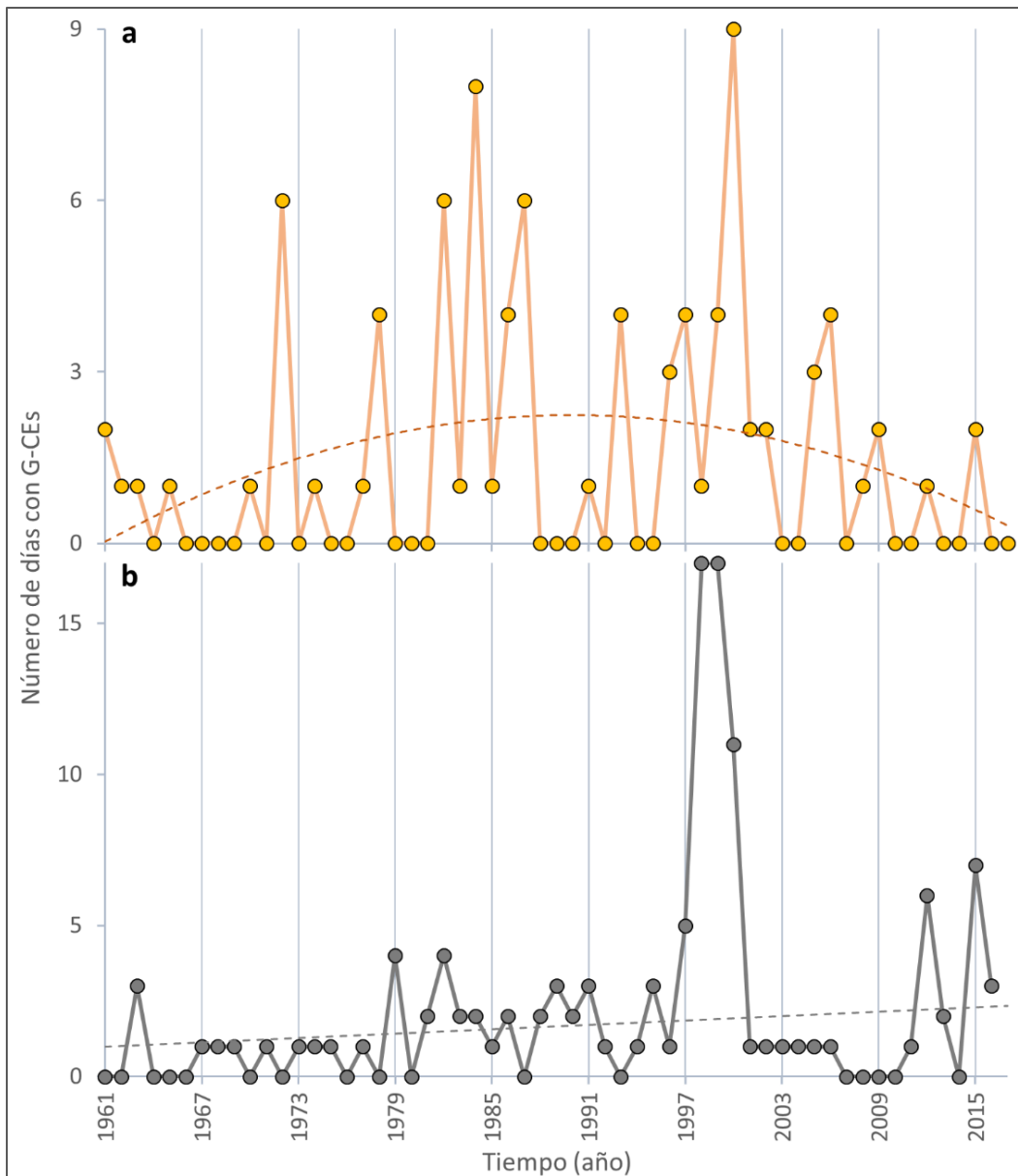


Figura 4.13. Series anuales de número de días con eventos geo-climáticos extremos en toda el área de estudio para las temporadas: (a) invierno y (b) verano. En a (b) se gráfica la tendencia polinómica de segundo grado (lineal no-paramétrica).

La precipitación anual de la zona Oeste presenta una disminución no-significativa semejante a la situación general de la vertiente Pacífica de los Andes Centrales (Boisier *et al.*, 2016). Las zonas Centro y Este presentan un aumento significativo de la precipitación anual coincidente con la situación de la llanura centro-oeste argentina. En la zona Centro (Este) el aumento fue mayor

para el verano (invierno). Considerando las tendencias trimestrales calculadas por la Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación (2014; ver apartado Clima), ambos aumentos debieron ocurrir entre diciembre y mayo. Considerando este dato y que la precipitación de origen Pacífica del invierno no presentó aumentos, es probable que el aumento de la zona Este durante esta temporada, no tenga relación con la precipitación Pacífica sino que con un aumento de la convección en abril y mayo.

A pesar del monitoreo no-sistemático y los diferentes climas presentes, tomando precauciones (variable utilizada, tipo y año de inicio de tendencias, división espacial y temporal del registro) se intentó obtener tendencias verídicas de los eventos geo-climáticos extremos gatillados por precipitación. Las series de las tres zonas no presentan tendencias, salvo aquella de la zona Centro y año completo que resultó positiva significativa. Respecto a las series de invierno y verano del total del área de estudio se observa que hay un aumento significativo en la temporada verano. Si bien la semejanza entre las tendencias de precipitación y de eventos geo-climáticos extremos es tenue, ambas comparten un aumento más elevado en el sector de mayor influencia Atlántica (zonas Centro y Este) que en el de mayor influencia Pacífica (zona Oeste; Tabla 4.2). Se considera que la relación no es tan clara porque las series de eventos geo-climáticos extremos no incluyeron magnitudes y se realizaron a partir de un monitoreo no-sistemático.

Las tendencias de los eventos geo-climáticos extremos resultaron menos elevadas de lo que se creían en un inicio (Figura 4.1). Esto demuestra que el aumento del monitoreo puede resultar muy engañoso y llevar a conclusiones erróneas.

El análisis de las temperaturas invernales indica que las tendencias de los días sin y con precipitación son significativamente diferentes. La primera se asemeja a las tendencias positivas previamente detectadas en la alta montaña de los Andes Semi-Áridos (29-32 °S) y Centrales (por ejemplo, Carrasco *et al.*, 2008; Falvey y Garreaud, 2009; Capítulo 3). Por el contrario, para el periodo considerado la serie línea de nieve para días con precipitación es estacionaria. De hecho, al extraerle la variabilidad térmica local la tendencia se hace negativa, lo que resalta los orígenes distintos de ambas temperaturas. La estacionariedad de la temperatura para días con precipitación y la disminución de precipitación Pacífica desde fines de la década 1990 (Figura 4.9 g), indican que la disminución desde esta época de los eventos geo-climáticos extremos desencadenados por nevadas se debió al cambio de la precipitación.

4.4.3 *Evaluación conceptual de la amenaza geo-climática futura*

Las tendencias de precipitación y frecuencia de eventos geo-climáticos extremos, sumado a las proyecciones del cambio climático que prevén mayor convección, indican que los eventos geo-climáticos extremos de diciembre a mayo de las zonas Centro y Este aumentarán para lo que resta del presente siglo. El 96,2 % de estos eventos geo-climáticos extremos se desencadenan por lluvia. Considerando los hechos ocurridos en el pasado, el escenario más probable es una nula o baja inversión en medidas estructurales y consultas a expertos por parte de las autoridades. Por ende, el riesgo asociado a estos eventos geo-climáticos extremos aumentaría a la par de su amenaza.

Por otra parte, las tendencias de precipitación y frecuencia de eventos geo-climáticos extremos, sumado a las proyecciones del cambio climático, indican que los eventos geo-climáticos extremos de abril a septiembre de la zona Oeste disminuirán para lo que resta del presente siglo. El 95,4 % de ellos se desencadenan por nevadas.

Desde el punto de vista de la probabilidad de víctimas fatales a futuro, se considera que si bien los eventos geo-climáticos extremos por lluvia aumentarán, la probabilidad de víctimas disminuiría. Históricamente, los eventos geo-climáticos extremos por lluvia produjeron menos víctimas con respecto a aquellos por nevadas (en particular avalanchas de nieve; 7 vs. 50; Figura 4.5 d), y si se relaciona el número de víctimas con el número de eventos geo-climáticos extremos esta diferencia es aún mayor (0.02 vs. 0.27 víctimas por evento geo-climático extremo; Fig. 4.5 a,d). Considerando que los eventos geo-climáticos extremos por nevadas disminuirán, se espera una menor probabilidad de víctimas fatales para lo que resta del siglo.

Los resultados de la zona Oeste debieran asemejarse a la situación existente en la alta montaña de la vertiente Pacífica de los Andes Centrales (lado chileno). Las diferencias radicarían en las diferentes propiedades del terreno y en el potenciamiento de las características climáticas de la zona Oeste (mayores precipitaciones invernales y menores estivales).

4.5 Conclusiones

En los 90 km de longitud que posee la Cordillera de los Andes con vertiente Atlántica a la latitud del área de estudio, se pueden diferenciar tres zonas con climas y actividades geo-climáticas extremas particulares. La zona Oeste presenta mayor influencia climática Pacífica, máxima

actividad geo-climática extrema invernal, predominancia del desencadenante nevadas y mayor número de eventos geo-climáticos extremos desencadenados por fusión rápida. Los sectores Centro y Este presentan mayor influencia climática Atlántica, máxima actividad geo-climática extrema estival y predominancia del desencadenante lluvia. Entre estas zonas, la Este presenta mayor precipitación primaveral que se ve reflejada en la mayor actividad geo-climática extrema durante esta temporada.

El desencadenante más abundante es la lluvia, aunque la abundancia relativa de cada tipo varía dependiendo la zona. La lluvia a su vez es el desencadenante con probabilidades de ocurrencia anual mayores a escala de microcuena, cono de deyección y pared rocosa. A escala de área de estudio y a lo largo del ciclo anual, el desencadenamiento por fusión presenta las densidades de probabilidad mayores debido a su mayor dependencia con el tiempo atmosférico y la morfometría.

Los eventos geo-climáticos extremos por precipitación tienen correlaciones mayores con la precipitación (positivas) que con la temperatura media (mayormente negativas), sin embargo, ambas variables podrían ser útiles en futuros modelos predictivos. Las correlaciones con la precipitación del invierno presentan una disminución oeste-este y valores mayores que los correspondientes al verano. Ambos patrones se asocian al tipo de precipitación (por sistemas frontales o convección) y evento geo-climático extremo (avalanchas de nieve o flujos de detritos y caídas) de cada temporada y zona.

El análisis de tendencias de precipitación indica que no hubo cambios significativos en el área Oeste. Las áreas Centro y Este presentan tendencias positivas significativas para el año completo, que se asocian a la temporada diciembre-mayo. Por su parte las series de eventos geo-climáticos extremos presentan estacionariedad o tendencias positivas bajas. Ambas variables comparten un mayor aumento en el sector de dominancia Atlántica que en el de dominancia Pacífica. A partir de las tendencias de los eventos geo-climáticos extremos, se pudo establecer que el aumento en el registro de eventos geo-climáticos extremos gatillados por lluvia desde la segunda mitad del siglo XX se debe fundamentalmente a un aumento del monitoreo.

Las tendencias de las temperaturas invernales para días con y sin precipitación son significativamente diferentes. La estacionariedad de la serie línea de nieve para días con precipitación y la disminución de la precipitación Pacífica desde fines de la década 1990, indican

que la disminución de los eventos geo-climáticos extremos por nevadas desde esta época, se debió exclusivamente al cambio en la precipitación.

Las proyecciones del cambio climático, junto a las tendencias calculadas en la precipitación y frecuencia de eventos geo-climáticos extremos indican cambios diferentes para lo que resta del siglo, dependiendo de la temporada del ciclo anual y la zona. Los eventos geo-climáticos extremos entre diciembre y mayo de las zonas Centro y Este aumentarían, en cambio, los eventos geo-climáticos extremos entre abril y septiembre de la zona Oeste disminuirían. Estos cambios modificarían a su vez la relación entre los tipos de desencadenantes, ya que los primeros eventos geo-climáticos extremos se asocian mayormente al desencadenante lluvia y los segundos al desencadenante nevadas.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES GENERALES Y LINEAMIENTOS FUTUROS

Índice

5.1 Discusiones y conclusiones generales	130
5.2 Lineamientos futuros	132



Caídas de detritos sobre la Ruta Nacional 7 (Mendoza) ocurridas el 8/02/2013 a causa de tormenta convectiva. Fotografía extraída de diario Digital (2019)

5.1 Discusiones y conclusiones generales

La presente Tesis Doctoral arriba a resultados novedosos en el conocimiento de la actividad geo-climática extrema de los Andes Centrales y Semi-Áridos, investigando las temáticas que se consideraron más importantes para la cuantificación del grado de amenaza actual y futura que entrañan. Para ello se seleccionaron tres áreas de estudio con mayor disponibilidad de datos meteorológicos y de actividad geo-climática extrema, las cuales permitieron abordar las temáticas con un mayor detalle.

Al observar en su conjunto los resultados obtenidos en los capítulos previos se aprecia la complejidad de la temática de estudio. Si bien resulta clara la relación entre la actividad geo-climática extrema y el clima, también es notorio que esta cambia considerablemente dependiendo del tipo de evento geo-climático extremo, del tipo de factor causal desencadenante, y del clima y las propiedades del terreno de cada zona. De hecho, aunque fijemos todos estos factores, los resultados de la Tesis indican que la relación es bastante más compleja de lo que se creía. Es intuitivo pensar que los flujos de alta de descarga desencadenados por lluvia dependen exclusivamente de la intensidad o la cantidad de la misma. En el Capítulo 2 se muestra que la altitud de la isoterma de 0 °C ejerce un papel principal si se encuentra a valores semejantes al de las cabeceras de las microcuencas. En zonas como la vertiente pacífica de los Andes Centrales y Semi-Áridos, donde las precipitaciones se concentran en la temporada fría, la isoterma de 0 °C condiciona el estado con que la precipitación alcanzará el terreno y el posible y posterior desencadenamiento. Además, mientras que en otras regiones del planeta la humedad edáfica previa del suelo (reflejada por la precipitación antecedente; por ejemplo, Guzzetti *et al.*, 2008, Huang *et al.*, 2015) es un factor condicionante de los flujos de alta descarga, en esta zona de estudio no lo es debido a los tipos de mecanismos desencadenantes locales.

Otro ejemplo de que los eventos geo-climáticos extremos tienen una relación compleja con el clima son los flujos de detritos gatillados por fusión de nieve estacional y hielo somero dentro de la capa activa (Capítulo 3). Mientras que la intuición indica que su ocurrencia depende solo de la temperatura del día en cuestión, aquí se muestra que su naturaleza es bastante más compleja. Ante todo, dependen de la cantidad de agua sólida fundible en la microcuenca, lo que depende no solo de la cantidad de precipitación del invierno y primavera antecedente, sino que también de la temporalidad de esta precipitación (por ejemplo, una nevada tardía tendrá más posibilidades de

permanecer hasta inicios de verano ya que sufrió menos tiempo de ablación). Otra característica importante de estos flujos de detritos es la aceleración de temperatura en los días previos, la cual fue un patrón presente en todos los *clusters* temporales y permite que más agua en estado sólido permanezca hasta la anómala onda de calor. Por último, en los flujos de detritos gatillados por fusión se observa que no todas las variables que se desprenden de la temperatura predicen de igual manera sus ocurrencias. Para una misma altitud de medición, las temperaturas positivas acumuladas diarias tuvieron una capacidad predictiva mayor que las temperaturas máximas diarias, indicando que la acumulación diaria de calor disponible para la fusión es más importante que el pico diario de este calentamiento.

A esta compleja relación entre la actividad geo-climática extrema y el clima se suma que las variables climáticas están cambiando de modo no-lineal y en direcciones diferentes, y que a su vez estos cambios son heterogéneos en el espacio y en el ciclo anual. Por ejemplo, si se analiza la precipitación se observa que las de origen Pacífico están disminuyendo mientras que las de origen Atlántico están aumentando. Esto conlleva a que por ejemplo los movimientos en masa gatillados por lluvia aumenten en una temporada del año y disminuyan en otra. A su vez, se debe considerar que los cambios en la precipitación se pueden producir de varias formas, y los consecuentes cambios en los movimientos en masa dependerán de cual fue o cuales fueron las características de la precipitación que variaron. Considerando que las variaciones de precipitación se pueden manifestar en la cantidad de eventos y/o en las intensidades y/o duraciones de estos, un hipotético incremento del número de eventos mayores a una determinada cantidad, aumentaría la frecuencia de los movimientos en masa. Pero si el cambio se manifestara a través de un aumento de la intensidad de los eventos, se esperaría que aumente la magnitud de los movimientos en masa.

Más compleja aún es la relación entre los flujos de detritos gatillados por fusión y el cambio climático, ya que hay cambios de magnitud de las variables climáticas que impulsan al aumento de estos eventos y otras que impulsan la disminución. La reducción de la precipitación y el aumento de la temperatura invernal-primaveral generan que haya menos agua en estado sólido en las microcuencas para inicios del verano, disminuyendo así las probabilidades de ocurrencia. En cambio, el aumento de las temperaturas máximas estivales aumenta las fusiones potenciales, aumentando así las probabilidades de ocurrencia. Cuantificar el peso de cada cambio es fundamental para comprender la variación futura de estos eventos geo-climáticos extremos.

Otro ejemplo que denota la compleja influencia del cambio climático sobre la actividad geo-climática extrema es la disminución de los eventos con nivel de amenaza gatillados por nevadas desde fines de la década 1990 (Capítulo 4). Si se analiza la tendencia de la temperatura invernal, se podría pensar que dicha disminución se debe al menos en parte al aumento significativo de la temperatura. Sin embargo, si se considera que en los días con precipitación ingresa por advección a la región una masa de aire oceánica, y se divide el análisis de tendencias en días con y sin precipitación, se advierte que la temperatura no tuvo injerencia en el cambio de los eventos geo-climáticos extremos gatillados por nevadas.

En resumen, la presente Tesis Doctoral muestra que no hay una relación simple y lineal entre la actividad geo-climática extrema y el clima, y que comprenderla en su totalidad implica entender adecuadamente la interacción entre la dinámica atmosférica y las propiedades geotécnicas, físicas y morfométricas del terreno. Por lo tanto, la evaluación de la amenaza geo-climática total de una zona para un periodo determinado es un estudio enteramente multidisciplinario.

5.2 Lineamientos futuros

Como se vio en los capítulos previos, las amenazas geo-climáticas son una fuente importante de situaciones de riesgo en todo los Andes Centrales y Semi-Áridos. La restante Cordillera de los Andes Argentino-Chilena no difiere en esta situación, siendo que usualmente estas amenazas ocasionan víctimas fatales y grandes pérdidas económicas (por ejemplo, Sepúlveda *et al.*, 2006; Wilcox *et al.*, 2016). Como se desprende de lo señalado en el texto, sus frecuencias y magnitudes tienen una relación directa con el clima, por lo que son fenómenos altamente susceptibles al cambio climático futuro. De hecho, en el Capítulo 4 se midieron aumentos multidecadales estadísticamente significativos en la frecuencia de los eventos geo-climáticos extremos, los cuales fueron relacionados con aumentos en la precipitación de origen atlántica.

Como resultado de la investigación, se lograron avances acerca del conocimiento de los movimientos en masa no-sísmicos regionales: determinación de umbrales meteorológicos para sus desencadenamientos por lluvia, individualización de patrones en su desencadenante fusión, y detección y entendimiento de cambios temporales en su frecuencia. Sin embargo, estos estudios se vieron limitados por la inexistencia de una base de datos completa de magnitud de los eventos,

debiendo utilizar en algunos análisis estadísticos variables alternativas como cual fue el tipo movimiento en masa desencadenado (cuando existe una relación entre tipo y magnitud). La implementación de información que cuantifique la magnitud de los movimientos en masa no-sísmicos, mejoraría, para cada zona, los sistemas de alerta temprana y la evaluación de la amenaza actual y de sus proyecciones a futuro.

La medición sistemática de la magnitud de los movimientos en masa no-sísmicos que ocurren en una determinada región se puede realizar por: salidas de campo post-evento, interferometría radar e instalación permanente de sensores de radar, dispositivos ultrasónicos, geófonos y cámaras de video. Sin embargo, todas estas opciones son difíciles de ejecutar sistemáticamente ya sea por el costo económico, la aplicabilidad a escala regional o el procesamiento computacional. Las variables relacionadas con el caudal sólido fluvial [concentración de sedimento en suspensión (mg l^{-1}) y turbidez (UNT)] resultaron ser buenos indicadores de la ocurrencia de estos fenómenos en una determinada cuenca (Garreaud y Viale, 2014), y debido a sus unidades de medida cuantitativas pueden serlo también de las magnitudes de estos movimientos en masa no-sísmicos. La lluvia o la fusión de nieve o hielo provocan erosión en las laderas, la cual se ve reflejada río abajo en el caudal sólido fluvial (Figura 5.1). A mayor erosión concentrada en el tiempo (día, hora), mayor será el caudal sólido fluvial y mayores serán las probabilidades de que ocurran movimientos en masa no-sísmicas en las laderas, especialmente caídas, vuelcos y flujos desencadenados por fallamiento superficial o arrastre en el canal.

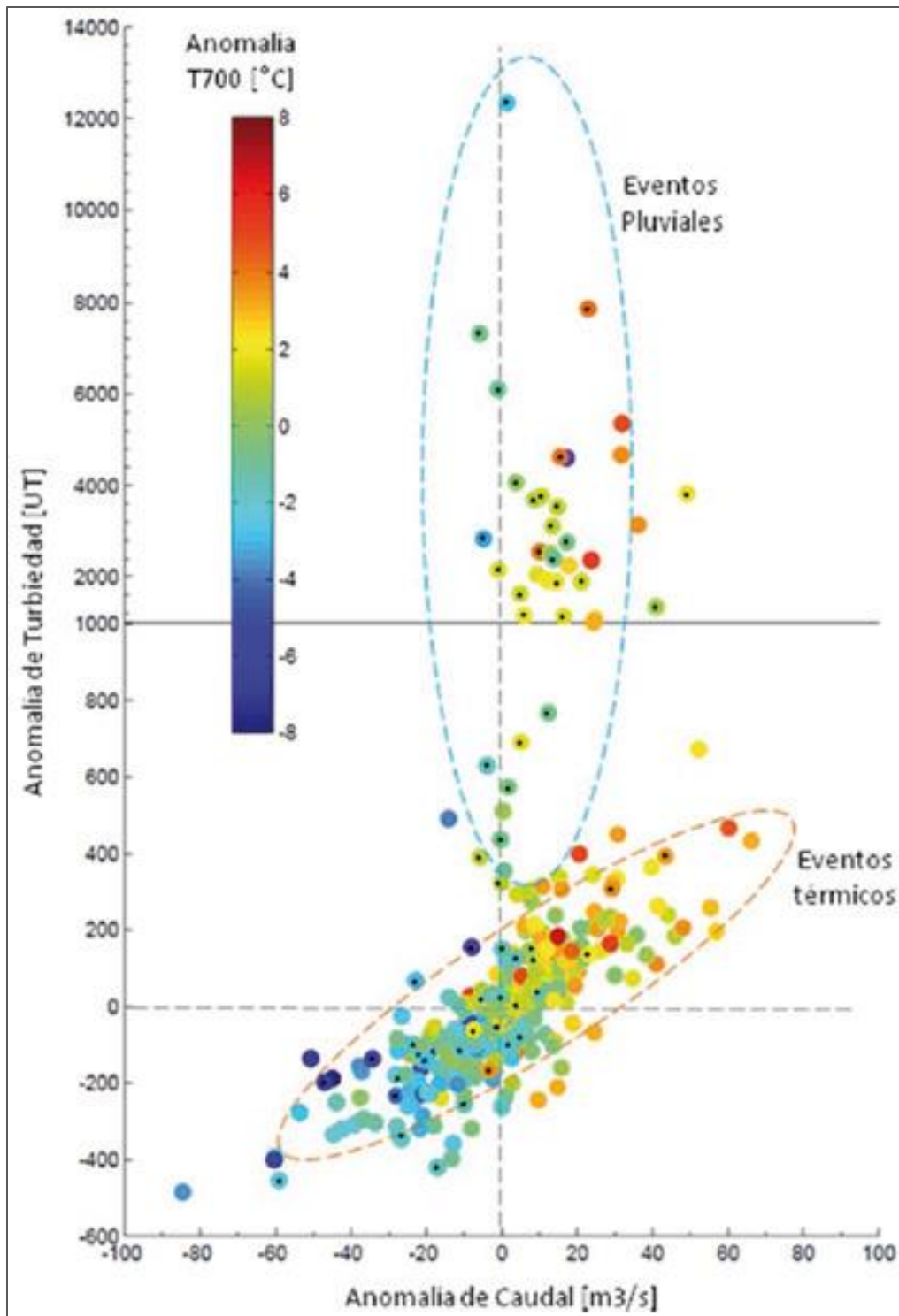


Figura 5.1: Diagrama de dispersión entre las anomalías de turbidez y de caudal líquido estivales de origen pluvial y térmico (fusión). Los círculos están coloreados de acuerdo con la anomalía de temperatura en el nivel 700 hPa (unos 3.000 m s.n.m.) y se les agrega un punto en caso de que se hubiese registrado precipitación. Gráfico extraído de Garreaud y Viale (2014).

La concentración de sedimento en suspensión y la turbidez son variables fuertemente correlacionadas (Moreira *et al.*, 2013). Son muy sensibles a eventos meteorológicos de corta duración como a cambios hidro-climáticos de largo plazo, pudiendo incluso evidenciar variaciones climáticas imperceptibles en las series de caudal líquido (Costa *et al.*, 2018). Estas variables pueden ser medidas in situ o de forma remota. Sin embargo, la medición vía sensores remotos tiene problemas de subestimación en presencia de altos valores de sedimento en suspensión (Petus *et al.*, 2010; Moreira *et al.*, 2013), los cuales son típicos durante la ocurrencia de movimientos en masa. Esto se debe probablemente a que la alta absorción de luz de la materia suspendida, provoca errores significativos en la señal de reflectancia de la detección medida debajo de la superficie del agua (Froidefond y Ouillon, 2005).

Si se multiplica la concentración de sedimento en suspensión con el caudal líquido ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) se obtiene el caudal de sedimento en suspensión del río (kg s^{-1}), y este dato dividido por el área de la cuenca indica la tasa específica de sedimento en suspensión ($\text{kg s}^{-1} \text{km}^{-2}$; Pepin *et al.*, 2010). Esta última variable es muy útil para comparar diferentes cuencas (Pepin *et al.*, 2010), sin embargo, si se desea estudiar una sola cuenca, la concentración de sedimento en suspensión o la turbidez pueden resultar más útiles en la diferenciación de las fuentes de agua. La fusión primaveral / estival y las lluvias por sistemas frontales suelen generar un caudal líquido elevado y una erosión moderada distribuida en una gran área. Las lluvias convectivas, por su parte, suelen generar un caudal líquido menor (poca cantidad de lluvia) y una erosión alta concentrada en una menor área (alta intensidad de lluvia). Por lo tanto, las lluvias convectivas se aprecian correctamente en la concentración de sedimento en suspensión y en la turbidez, mientras que pueden pasar desapercibidas en la tasa específica de sedimento en suspensión.

Las investigaciones que generaron conocimiento acerca del caudal sólido fluvial en los Andes Argentino-Chilenos son escasas (Pepin *et al.*, 2010; Saldías *et al.*, 2012; Carretier *et al.*, 2013; Vich *et al.*, 2016; Carretier *et al.*, 2018), y más allá de aquella de Garreaud y Viale (2014), se desconocen investigaciones regionales que hayan relacionado estas variables con los movimientos en masa no-sísmicos. En todo el rango latitudinal de los Andes Argentino-Chilenos hay más de cien estaciones fluviométricas que midieron o miden diariamente el sedimento en suspensión. Estas se encuentran en ambas vertientes y sus mediciones más antiguas iniciaron en la década de 1950. Además, desde el año 1990 se comenzaron a tomar registros sub-horarios de turbidez en los Andes Centrales Chilenos, lo cual permite estudiar el caudal sólido con un mayor detalle.

Considerando todo lo anterior, un lineamiento futuro podría ser investigar la utilidad de las variables fluviales turbidez y sedimento en suspensión, en la comprensión de los movimientos en masa no-sísmicos actuales y futuros de los Andes Argentino-Chilenos.

BIBLIOGRAFÍA

- Agosta EA, RH Compagnucci. Central-West Argentina Summer Precipitation Variability and Atmospheric Teleconnections. *Journal of Climate*. 2012;25:1657-1677. doi:10.1175/JCLI-D-11-00206.1.
- Aguilar G, Riquelme R, Martinod J, Darrozes J. Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes Semi-Áridos chilenos entre los 27-32 °S. *Andean Geology*. 2013;40(1):79-101. doi: <http://doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a04>
- Alaska Satellite Facility. ALOS PALSAR Radiometrically Terrain-Corrected. <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>. Consultado el 17 de julio del 2017
- ALOS PALSAR Radiometrically Terrain-Corrected. Sitio web de Alaska Satellite Facility. <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Antinao JL, Mcdonald E, Negrini R, Tiner R, Bobbit M, Kuehn S. *Nuevos antecedentes geocronológicos y estratigráficos en el Cuaternario del valle del Elqui, Chile*. Dissertation, Chilean Geological Congress; 2015
- Araneo DC, Simonelli S, Norte F, Viale M, Santos R. Caracterización de sondeos estivales del norte de Mendoza mediante el análisis de componentes principales y obtención de un índice de convección. *Meteorologica*. 2011;36(1):31-47
- Archivo General de la Nación. Galería de imágenes. <https://www.argentina.gob.ar/archivo-general-de-la-nacion>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Arlot S, Celisse A. A survey of cross-validation procedures for model selection. *Statistics Survey*. 2010;4:40-79. doi: 10.1214/09-SS054
- Ayala A, Pellicciotti F, MacDonell S, McPhee J, Burlando P. Patterns of glacier ablation across North-Central Chile: Identifying the limits of empirical melt models under sublimation-favorable conditions. *Water Resources*. 2017; 53(7):5601-5625
- Azócar GF, Brenning A, Bodin X. Permafrost distribution modelling in the semi-arid Chilean Andes. *The Cryosphere*. 2017;11(2):877-890
- Barazangi M, Isacks B. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*. 1976;4:686-692
- Barsch D. Active rockglaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Third International Conference on Permafrost*, 1978;1:349-353

- Berti M, Martina MLV, Franceschini S, Pignone S, Simoni A, Pizziolo M. Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2012;117(4):1-20. doi: 10.1029/2012JF002367
- Boisier JP, Alvarez-garretton C, Cordero RR, *et al.* Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations. *ELEMENTA*. 2018;6(74). doi: <https://doi.org/10.1525/elementa.328>
- Boisier JP, Rondanelli R, Garreaud RD, Muñoz F. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*. 2016;43(1):413-421
- Brunetti MT, Peruccacci S, Rossi M, Luciani S, Valigi D, Guzzetti F. Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2010;10(3):447-458. doi: <http://doi.org/10.5194/nhess-10-447-2010>
- Cannon SH, Gartner JE, Wilson RC, Bowers JC, Laber JL. Storm rainfall conditions for floods and debris flows from recently burned areas in southwestern Colorado and southern California. *Geomorphology*. 2008;96(3-4):250-269. doi: <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.019>
- Carrara A, Crosta G, Frattini P. Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology*. 2008;94(3-4):353-378. doi: <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.033>
- Carrasco JF, Casassa G, Quintana J. Changes of the 0 °C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal*. 2005;50(6):933-948
- Carrasco JF, Osorio R, Casassa G. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*. 2008;54(186):538-550. doi: <http://doi.org/10.3189/002214308785837002>
- Carretier S, Regard V, Vassallo R, *et al.* Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*. 2013;41(2):195-198. doi:10.1130/G33735.1
- Carretier S, Tolorza V, Regard V, Aguilar G, Bermúdez MA, Martinod J. Review of erosion dynamics along the major N-S climatic gradient in Chile and perspectives. *Geomorphology*. 2018;300:45-68. doi:10.1016/j.geomorph.2017.10.016.

- Catálogo de sismos. Sitio web de la USGS. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia. <http://www.cr2.cl/>. Consultado el 8 de diciembre del 2018
- Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera. *Tercera Comunicación Nacional sobre Cambio Climático. "Cambio Climático en Argentina; Tendencias y Proyecciones"*. Buenos Aires, Bs As: Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación; 2014
- Chleborad AF. *Temperature, snowmelt, and the onset of spring season landslides in the central Rocky Mountains. Denver, Colorado: United States Geological Survey; 1997*
- Ciabatta L, Camici S, Brocca L, Ponziani F, Stelluti M, Berni N, Moramarco T. Assessing the impact of climate-change scenarios on landslide occurrence in Umbriaregion, Italy. *Journal of Hydrology*. 2016;541:285-295. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.007>
- Coe JA, Kinner DA, Godt JW. Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*. 2008;96(3-4):270-297. doi: <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.017>
- Colominas MA, Schlotthauer G, Torres ME. Improved complete ensemble EMD: a suitable tool for biomedical signal processing. *Biomedical Signal Processing and Control* 2014;14:19-29
- Conte Nadeau A. Vulnerabilidad a los eventos naturales catastróficos de los Valles Elqui, Limari y Choapa. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*. 1986;29:103-130
- Costa A, Molnar P, Stutenbecker, *et al.* Temperature signal in suspended sediment export from an Alpine catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2018;22(1):509-528. doi: <http://doi.org/10.5194/hess-22-509-2018>
- Costard F, Forget F, Mangold N, Peulvast JP. Formation of recent Martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity. *Science*. 2002;295:110-113
- Crosta GB, Frattini P. Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2003;3(1-2):81-93
- Cruden DM, Varnes DJ. Landslide types and processes. En: Turner AK, Schuster RL (eds). *Landslides investigation and mitigation*. Washington, DC: Transportation research board, US National Research Council. Special Report 247; 1996:36-75

- Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. *Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI*. Santiago de Chile, SCL: Comisión Nacional del Medio Ambiente; 2006
- Diario Cuyo . <https://www.diariodecuyo.com.ar/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario El Andino. <http://www.elandino.cl/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario El Día . <http://www.diarioeldia.cl/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario El Observa Todo . <http://www.elobservatodo.cl/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario El Serenense . <http://www.elserenense.cl/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario El Sol. <http://www.elsol.com.ar/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario Digital. <https://radiofmoasis.com/principal.php>. Consultado el 15 de enero del 2019
- Diario Impulso. <http://www.diarioimpulso.com.ar/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario Los Andes Online. <http://www.losandesonline.cl/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario Los Andes. <https://www.losandes.com.ar/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario MDZ. <http://www.mdzol.com/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario Tiempo de San Juan . <http://www.tiempodesanjuan.com/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Diario Uno. <https://www.diariouno.com.ar/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Dirección Nacionalidad de Vialidad. <https://www.argentina.gob.ar/transporte/vialidad-nacional>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Dirección Provincial de Vialidad. <http://www.vialidad.mendoza.gov.ar/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Efstratiadis A, Koussis AD, Koutsoyiannis D, Mamassis N. Flood design recipes vs. reality: can predictions for ungauged basins be trusted?. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2014;14:1417-1428. doi: <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1417-2014>, 2014.
- Esper Angillieri MY. Debris Flow Susceptibility Mapping in a Portion of the Andes and Preandes of San Juan, Argentina Using Frequency Ratio and Logistic Regression Models. *Earth Sciences Research Journal*. 2013;17(2):159-167
- Esper Angillieri MY. Permafrost distribution map of San Juan Dry Andes (Argentina) based on rock glacier sites. *Journal of South American Earth Sciences*. 2017;73:42-49. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.002>
- Esper Angillieri MY, Perucca LP, Rothis M, Tapia C, Vargas N. Morphometric Characterization of a large scale rockslide, and probable seismogenic origin of landslides on the western flank

- of Central Precordillera, Argentina. *Quaternary International*. 2014;352:92-99. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.04.058>.
- Espizúa LE. Quaternary Glaciations in the Rio Mendoza Valley, Argentine Andes. *Quaternary Research*. 1993;40:150-162
- Espizúa LE. *Megadeslizamientos Pleistocénicos en el valle del Río Mendoza, Argentina*. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3. 2005;477-482, La Plata
- Estadísticas de estaciones meteorológicas. Sitio web de la Dirección General de Aguas. <http://www.dga.cl/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Falvey M, Garreaud R. Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. *Journal of Hydrometeorology*. 2007;8(2):171-193
- Falvey M, Garreaud RD. 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*. 2009;114(4):1-16. doi: 10.1029/2008JD010519
- Fauqué L, Hermanns, RL, *et al.* Megadeslizamientos de la pared sur del Cerro Aconcagua y su relación con depósitos asignados a la glaciación Pleistocena. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 2009;65, 691-712
- Ferrando F. Geomorfología. En: Aracena Silva E (ed). *Estudio de las Comunidades Agrícolas de la IV Región*. Santiago de Chile, SCL: instituto de Investigación de Recursos Naturales-Corporación de Fomento de la Producción; 1977
- Ferrando F. Glaciar Pirámide: Glaciar rocoso subtipo cubierto y efectos del calentamiento en la Cordillera de Los Andes de Chile Central. En: Gómez OA, Salvador Franch F, Oliva FM, Salvá CM (eds). *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo*. Barcelona: Publicacions i edicions de la Universitat de Barcelona; 2014:135-147
- Ferreira A, Vieira G, Ramos M, Nieuwendam A. Ground temperature and permafrost distribution in Hurd Peninsula (Livingston Island, Maritime Antarctic): An assessment using freezing indexes and TTOP modelling. *Catena*. 2017;149:560-571
- Food and Agriculture Organization of the United Nation. Crop evapotranspiration. <http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>. Consultado el 17 de julio del 2017
- Froidefond JM, Ouillon S. Introducing a mini-catamaran to perform reflectance measurements above and below the water surface. *Optics Express*. 2005;13(3):926-936

- Froude MJ, Petley DN. Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2018;18(8):2161-2181. doi:10.5194/nhess-18-2161-2018
- Fuenzalida H. A country of extreme climate. En: García H (ed). *Chile: essence and evolution*. Santiago de Chile, SCL: Instituto de Estudios Regionales de la Universidad de Chile; 1982:27-35
- Furque G, Cuerda AJ. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Turner JCM (ed). *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*. Córdoba; 1979:455-522
- Garreaud R, Alvarez-garretón C, Barichivich J, Boisier JP, Christie D. The 2010 – 2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2017;21:6307-6327
- Garreaud R, Rutllant J. Precipitación estival en los Andes de Chile central: Aspectos climatológicos. *Atmósfera*. 1997;10:191-211
- Garreaud R, Viale M. Análisis de los fenómenos meteorológicos y climáticos que afectan la cuenca del río Maipo. *Aquae Papers*. 2014;5(Special issue):17-29
- Garreaud R, Vuille M, Compagnucci R, Marengo J. Present-day South American Climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009;281(3-4):180-195
- Garreaud R. Estimación de la altura de la línea de nieve en cuencas de Chile central. *Revista Chilena de Ingeniería Hidráulica*. 1992;7:21-32
- Garreaud R. Warm Winter Storms in Central Chile. *Journal of Hydrometeorology*. 2013;14:1515-1534. doi: <http://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0135.1>
- Giambiagi L, Mescua J, Bechis F, Hoke G, Suriano J, Spagnotto S, Moreiras SM, Lossada A, Mazzitelli M, Dapoza RT, Folguera A, Mardonez D, Pagano DS. Cenozoic orogenic evolution of the southern central Andes (32–36°S). En: Folguera A, Naipauer M, Sagripanti L, Ghiglione MC, Orts DL, Giambiagi L (eds). *Growth of the Southern Andes*. Springer, Berlin; 2016:99-114
- Giandotti M. Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua. En: Ministero LL.PP. (ed). *Memorie e studi idrografici*. Servizio Idrografico Italiano, Roma; 1934
- Giannecchini R, Galanti Y, Amato GD, Barsanti, M. Probabilistic rainfall thresholds for triggering debris flows in a human-modified landscape. *Geomorphology*. 2016;257:94-107. doi: <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.12.012>

- Giese BS, Urizar SC, Fuckar NS. Southern Hemisphere origins of the 1976 climate shift. *Geophysical Research Letters*. 2002;29(1):1-4
- Graña Pezoa F. *Crónicas y recuerdos de una inundación en el valle de Elqui*. Comuna de Vicuña, Vicuña; 2007.
- Guzzetti F, Peruccacci S, Rossi M, Stark CP. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: An update. *Landslides*. 2008;5(1):3-17. doi: <http://doi.org/10.1007/s10346-007-0112-1>
- Hall DK, Riggs GA. Normalized-difference snow index (NDSI). En: Singh VP, Singh P, Umesh HK (eds). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Science & Business Media, Berlin, Alemania; 2011:779-780
- Hall P, Watson GS, Cabrera J. Kernel Density Estimation with Spherical Data. *Biometrika*. 1987;74(4):751-762
- Harris SA, Gustafson CA. Debris flow characteristics in an area of continuous permafrost, St. Elias Range, Yukon Territory. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 1993;37(1):41-56
- Hauser A. Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas. *Revista Geológica de Chile*. 1985; 24:75-92
- Hauser A. *Flujos detríticos en segmento del Camino Internacional a Argentina, sector Juncal-Paso Los Libertadores: Causas, efectos, medidas de control*. Santiago de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería; 2000
- Hermanns RL, Fauqué L, Wilson CG. ³⁶Cl terrestrial cosmogenic nuclide dating suggests Late Pleistocene to Early Holocene mass movements on the south face of Aconcagua mountain and in the Las Cuevas–Horcones valleys, Central Andes, Argentina. *Geological Society, London*. 2015;399(Special Publications):345-368. doi: <https://doi.org/10.1144/SP399.19>
- Hosmer DW, Lemeshow S. *Applied logistic regression*. 2nd ed. New York, USA: John Wiley & Sons Inc.; 2000.
- Hotchkiss RH, McCallum BE. Peak discharge for small agricultural watersheds. *Journal of Hydraulic Engineering*. 1995;121(1):36-48. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1995)121:1(36)
- Huang X, Deng J, Wang W, Feng Q, Liang T. Impact of climate and elevation on snow cover using integrated remote sensing snow products in Tibetan Plateau. *Remote Sensing Environment*. 2017;190:274-288

- Huang J, Ju NP, Liao YJ, Liu DD. Determination of rainfall thresholds for shallow landslides by a probabilistic and empirical method. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2015;15:2715-2723. doi: 10.5194/nhess-15-2715-2015
- Huang NE, Shen Z, Long R, *et al.* The empirical mode decomposition method and the Hilbert spectrum for nonstationary time series analysis. *Proceedings of The Royal Society London*. 1998;454A:903-995
- Hungr H. Classification and terminology. En: Jakon M, Hungr H (eds) *Debris-flow hazards and Related Phenomena*. Springer, Chichester; 2005:159-196
- Hungr O, Leroueil S, Picarelli L. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*. 2014;11(2):167-194. doi:10.1007/s10346-013-0436-y.
- IANIGLA. Datos de la estación meteorológica Capayán. Mendoza, Argentina: IANIGLA, 2018. Datos no disponibles en internet
- IANIGLA. *Informe de la subcuenca del río Tupungato cuenca del río Mendoza provincia de Mendoza*. Mendoza, MZA: Secretaría De Ambiente y Desarrollo Sustentable De La Nación; 2012b
- IANIGLA. *Informe de las subcuencas de los ríos Blancos y Sector del Cordón del Plata, cuenca del río Mendoza, provincia de Mendoza*. Mendoza, MZA: Secretaría De Ambiente y Desarrollo Sustentable De La Nación; 2012d
- IANIGLA. *Informe de las subcuencas de los ríos de las Cuevas y de las Vacas, cuenca del río Mendoza, Provincia de Mendoza*. Mendoza, MZA: Secretaría De Ambiente y Desarrollo Sustentable De La Nación; 2012a
- IANIGLA. *Informe de las subcuencas del arroyo Uspallata y del sector Cordillera del Tigre, cuenca del río Mendoza, provincia de Mendoza*. Mendoza, MZA: Secretaría De Ambiente y Desarrollo Sustentable De La Nación; 2012c
- INDEC (Instituto Nacional de Estadística y Censos). Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2010. <http://www.indec.gov.ar>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Instituto Nacional de estadísticas. Demográficas y vitales. <http://www.ine.cl/estadisticas/demograficas-y-vitales>. Consultado el 17 de Julio del 2017
- IUSS Grupo de Trabajo WRB. *Base Referencial Mundial del Recurso Suelo*. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma (Primera edición); 2007

- Jomelli V, Brunstein D, Déqué M, *et al.* Impacts of future climatic change (2070–2099) on the potential occurrence of debris flows: a case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Climatic Change*. 2009;97(171). doi: <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9616-0>
- Joyce RJ, Janowiak JE, Arkin PA, Xie P. CMORPH: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*. 2004;5(3):487-503. doi: [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2)
- Junquera S, Moreiras SM, Sepúlveda SA. Distribution of landslides along the Andean active orogenic front (Argentinean Precordillera 31–33 °S). *Quaternary International*. 2019;512:18-34. doi:10.1016/j.quaint.2019.01.030
- Kääb A. Natural hazards associated with glaciers and permafrost. En: Singh VP, Singh P, Umesh HK (eds). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Science & Business Media, Berlin, Alemania; 2011:763-774
- Kalnay E, Coauthors. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996;77:437-471
- Kean JW, McCoy SW, Tucker GE, Staley DM, Coe JA. Runoff-generated debris flows: Observations and modeling of surge initiation, magnitude, and frequency. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2013;118(4):2190-2207. doi: 10.1002/jgrf.20148
- Kendall MG. *Rank correlation methods*. Griffin, Londres, Reino Unido; 1975
- Kleinbaum DG, Kupper LL, Muller KE. *Applied Regression Analysis and Other Multivariables Methods*. PWS-KENT Publishing Company, Duxbury; 1988
- Laben CA, Brower BV, inventors: Process for enhancing the spatial resolution of multispectral imagery using pan-sharpening. US Patent 6,011,875. Enero 4, 2000
- Lara G, Perucca L, Rothlis M, Pantano A, Sáez M. Actividad tectónica cuaternaria del Sistema de Falla Maradona, Precordillera Central, Argentina. *Andean Geology*. 2018;45(2):145-160. doi: 10.5027/andgeoV45n2-2970
- Lauro C, Moreiras SM, Junquera S, Vergara I, Toural R, Wolf J, Tutzer R. Summer rainstorm associated with a debris flow in the Amarilla gully affecting the international Agua Negra Pass (30°20' S), Argentina. *Environmental Earth Sciences*. 2017;76(213). doi: <http://doi.org/10.1007/s12665-017-6530-z>

- Leroy SAG. From natural hazard to environmental catastrophe: Past and present. *Quaternary International*. 2006;158(1):4-12. doi: <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.05.012>.
- Lewkowicz AG, Harris C. Frequency and Magnitude of Active-layer Detachment Failures in Discontinuous and Continuous Permafrost, Northern Canada. *Permafrost and Periglacial Process*. 2005;16(1):115-130
- Lewkowicz AG. Dynamics of Active-layer Detachment Failures, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Process*. 2007;18:89-103
- Lossada AC, Giambiagi L, Hoke GD, *et al.* Thermochronologic evidence for late Eocene Andean mountain building at 30 °S. *Tectonics*. 2017;36(11):2693-2713. doi: 10.1002/2017TC004674
- Lossada AC, Giambiagi L, Hoke G, Mescua J. Cenozoic Uplift and Exhumation of the Frontal Cordillera Between 30 ° and 35 °S and the Influence of the Subduction Dynamics in the Flat Slab Subduction Context, South Central Andes. En: Folguera A, *et al.* (eds). *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer, Chichester; 2018:387-409
- Luckman BH. The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography*. 1977;59(1/2):31-48. doi:10.2307/520580
- MacDonell S, Kinnard C, Mölg T, Nicholson L, Abermann J. Meteorological drivers of ablation processes on a cold glacier in the semi-arid Andes of Chile. *The Cryosphere*. 2013; 7(5):1513-1526
- Maksaev J, Moscoso R, Mpodozis C, Nasi C. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29 - 31 °S). Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*. 1984;21(1):11-51
- Maldonado A, De Porras ME. *Palinología de la zona andina del Norte Chico de Chile durante el Holoceno*. Dissertation, Chilean Geological Congress; 2015
- Mann HB. Non-parametric test against trend. *Econometrica*. 1945;13:245-259
- Marra F, Nikolopoulos EI, Creutin JD, Borga M. Radar rainfall estimation for the identification of debris-flow occurrence thresholds. *Journal of Hydrology*. 2014;519:1607-1619. doi: <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.039>
- Martin MW, Clavero J, Mpodozis C, Cuitiño L. *Estudio Geológico de la Franja El Indio, Cordillera de Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile; 1995

- Masiokas MH, Villalba R, Luckman BH, Le Quesne C, Aravena JC. 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*. 2006;19:6334-6352
- Masiokas MH, Villalba R, Luckman BH, Mauget S. Intra- to Multidecadal Variations of Snowpack and Streamflow Records in the Andes of Chile and Argentina between 30° and 37 °S. *Journal of Hydrometeorology*. 2010;11(3):822-831. doi: <https://doi.org/10.1175/2010JHM1191.1>
- Méndez E. La vegetación de los Altos Andes I. Pisos de vegetación del flanco oriental del Cordón del Plata (Mendoza, Argentina). *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*. 2004;39: 227-253
- Mendoza Antigua. Galería de imagenes. <https://mendozantigua.blogspot.com/>. Consultado el 15 de enero del 2019
- Mergili M, Fellin W, Moreiras SM, Stötteret J. Simulation of debris flows in the Central Andes based on Open Source GIS: possibilities, limitations, and parameter sensitivity. *Natural Hazards*. 2012;61(3):1051-1081
- Mergili M. *Integrated modelling of debris flows with Open Source GIS: Numerical simulations of triggering, mobilization, and runout of debris flows for selected study areas along the Trans-Andean road corridor Mendoza - Valparaíso*. 2008. Tesis doctoral, Universidad de Innsbruck. 2008;208 págs.
- Milana JP, Güell A. Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glaciogénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 2008;63(3):310-325
- Mina Andina. Datos de la estación meteorológica Lagunitas. Santiago, Chile: Andinas Mine, 2018. Datos no disponibles en internet.
- Moreira D, Simionato CG, Gohin F, Cayocca F, Luz Clara Tejedor M. Suspended matter mean distribution and seasonal cycle in the Río de La Plata estuary and the adjacent shelf from ocean color satellite (MODIS) and in-situ observations. *Continental Shelf Research*. 2013;68:51-66. doi: 10.1016/j.csr.2013.08.015
- Moreiras SM. Landslide Susceptibility Zonation in the Rio Mendoza Valley, Argentina. *Geomorphology*. 2005a;66:345-357

- Moreiras SM. Climatic effect of ENSO associated with landslide occurrence in the Central Andes, Mendoza Province, Argentina. *Landslides*. 2005b;2(1):53-59. doi: <http://doi.org/10.1007/s10346-005-0046-4>
- Moreiras SM. Frequency of debris flows and rockfall along the Mendoza river valley (Central Andes), Argentina: Associated risk and future scenario. *Quaternary International*. 2006;158(1):110-121
- Moreiras SM. Análisis estadístico probabilístico de las variables que condicionan la inestabilidad de las laderas en los valles de los ríos Las Cuevas y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 2009;65(4):780-790
- Moreiras SM, Hermanns RL, Fauqué L. Cosmogenic dating of rock avalanches constraining Quaternary stratigraphy and regional neotectonics in the Argentine Central Andes (32° S). *Quaternary Science Reviews*. 2015;112:45-58
- Moreiras SM, Jeanneret P, Lauro C, Vergara Dal Pont I, Correas M, Junquera S. Deslizamientos asociados a la degradación del permafrost: evidencias geomorfológicas en el pasado y presente en los Andes Centrales (31°-34°S). *Geo UERJ*. 2019;35. doi: [10.12957/geouerj.2019.45036](https://doi.org/10.12957/geouerj.2019.45036)
- Moreiras S, Lisboa MS, Mastrantonio L. The role of snow melting upon landslides in the central Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2012;37(10):1106-1119
- Moreiras SM, Vergara Dal Pont I. Climate Change Driving Greater Slope Instability in the Central Andes. En: Mikoš M, Vilímek V, Yin Y, Sassa K (eds). *Advancing Culture of Living with Landslides*. Springer, Cham; 2017:191-197. doi: [10.1007/978-3-319-53483-1_22](https://doi.org/10.1007/978-3-319-53483-1_22)
- Moreiras SM, Vergara Dal Pont I, Araneo D. Were merely storm-landslides driven by the 2015-2016 Niño in the Mendoza River valley? *Landslides*. 2018;15(5). doi: [10.1007/s10346-018-0959-3](https://doi.org/10.1007/s10346-018-0959-3)
- NOAA (Administración Nacional Oceánica y Atmosférica). <https://www.noaa.gov/>. Consultado el 7 de noviembre del 2018
- Observatorio Nacional de Datos de Transporte. <http://ondat.fra.utn.edu.ar/>. Consultado el 8 de enero del 2018

- Ortlieb L, Vargas G. *Hacia una historia de eventos lluviosos extremos en el sur del Desierto de Atacama, Norte Chico, a partir de fuentes documentales*. Dissertation, Chilean Geological Congress; 2015
- Paruelo JM, Jobbagy EG, Sala OE. Current distribution of ecosystem functional types in temperate South America. *Ecosystems*. 2001;4:683-698. doi: 10.1007/s10021-001-0037-9
- Pavlova I, Jomelli V, Brunstein D, Grancher D, Martin E, Déqué M. Debris flow activity related to recent climate conditions in the French Alps: A regional investigation. *Geomorphology*. 2014;219:248-259
- Pepin E, Carretier S, Guyot JL, Escobar F. Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation. *Hydrological Sciences Journal*. 2010;55(7):1190-1205. doi: 10.1080/02626667.2010.512868
- Pereyra FX. Geomorfología de la región del Cerro Aconcagua. Cordillera de los Andes, Argentina. *Cuaternario y Geomorfología*. 1997;11(3-4):17-31. ISSN: 0214-1744
- Pérez C, Cepeda J, Fiebig M, Pizarro J. Desastres naturales y plagas en el valle del Río Elqui. En: Cepeda PJ (ed). *Los sistemas naturales de la cuenca del río Elqui (Región de Coquimbo, Chile): Vulnerabilidad y cambio del clima*. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena; 2008:295-333
- Pérez C. *Cambio climático: vulnerabilidad, adaptación y rol institucional. Estudios de caso en el valle de Elqui*. Universidad de La Serena, La Serena; 2005
- Petus C, Chust G, Gohin F, Doxaran D, Froidefond JM, Sagarminaga Y. Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research*. 2010;30(5):379-392. doi: 10.1016/j.csr.2009.12.007
- Pierson TC. Hiperconcentrated flow – transitional process between water flow and debris flow. En: Jakob M, Hungr H (eds). *Debris-flow hazards and Related Phenomena*. Springer, Chichester; 2005:159-196
- Polansky J. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones Económicas y Tecnológicas. *Cuadernos de Investigaciones y Estudios*. 1954;4:4-10
- Pourrier J, Jourde H, Kinnard C, Gascoin S, Monnier S. Glacier meltwater flow paths and storage in a geomorphologically complex glacial foreland: The case of the Tapado glacier, dry Andes

- of Chile (30 °S). *Journal of Hydrology*. 2014;519:1068-1083. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.08.023
- Powers JG, Ahmadov R, Peckhamand SE *et al.*, The Weather Research and Forecasting Model: Overview, system efforts, and future directions. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2017;98(8):1717-1737. doi: 10.1175/BAMS-D-15-00308.1
- Prokhorov AV. Partial correlation coefficient. En: Hazewinkel M (ed). *Encyclopedia of Mathematics*. Springer, New York; 2001
- Jaramillo MM, Ojeda-Moncayo J, Hungr O, Fauqué L. *Movimientos en masa en la región andina: una guía para la evaluación de amenazas*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional; 2007
- Ramos VA, Jordan TE, Allmendinger RW, Mpodozis C, Kay SM, Cortés JM, Palma MA. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*. 1986;5:855-880
- Ramos VA, Folguera A. Andean flat slab subduction through time. En: Murphy B (ed). *Ancient Orogens and Modern Analogues*. The Geological Society, London; 2009:31-54
- Rauld Plott R, *et al.* Zonificación Áreas de Riesgo Plan Regulador Intercomunal Provincia del Elqui, Región de Coquimbo. En: Ministerio de Vivienda y Urbanismo (ed). *Plan regulador Intercomunal Provincia del Elqui*. Gobierno de Elqui, La Serena; 2012:1-139
- Red argentina de cruces fronterizos. <https://twitter.com/PasosFronterizo>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Red chilena de cruces fronterizos. <http://www.pasosfronterizos.gov.cl/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Red de estaciones meteorológicas del CEAZA. Sitio web del CEAZA. <http://www.ceazamet.cl/>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Red de estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional. Sitio web de Ministerio del Interior, Obras Públicas y Vivienda. <https://back.argentina.gob.ar/interior>. Consultado el 8 de enero del 2018
- Rivera JA, Araneo DC, Penalba OC, Villalba R. Regional aspects of streamflow droughts in the Andean rivers of Patagonia, Argentina. Links with large-scale climatic oscillations. *Hydrology Research*. 2017a;49(1):134-149
- Rivera JA, Penalba OC. Trends and spatial patterns of drought affected area in Southern South America. *Climate*. 2014;2:264-278

- Rivera J, Penalba O, Villalba R, Araneo D. Spatio-Temporal Patterns of the 2010–2015 Extreme Hydrological Drought across the Central Andes, Argentina. *Water*. 2017b;9(652). doi:10.3390/w9090652
- Roig FA, Martínez Carretero E. La vegetación puneña en la provincia de Mendoza, Argentina. *Phytoecoenologia*, 1998;28(4):565-608.
- Roig-Juñent S, Flores GE, Mattoni C. Consideraciones biogeográficas de la Precordillera (Argentina), con base en artrópodos epígeos. En: Morrone J, Llorente-Bousquets J (eds). *Una perspectiva latinoamericana de la Biogeografía*. México, D.F., Las Prensas de Ciencias, Facultad de Ciencias, UNAM; 2003:307p.
- Romero H, Rovira A, Véliz G. *Geografía IV Región de Coquimbo*. Instituto Geográfico Militar, Santiago de Chile;1988
- Rosenbluth B, Fuenzalida H, Aceituno P. Recent Temperature Variations in Southern. *International Journal of Climateatology*. 1997;17:67-85. doi: [http://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199701\)17:1<67:AID-JOC120>3.0.CO;2-G](http://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199701)17:1<67:AID-JOC120>3.0.CO;2-G)
- Rutllant J, Fuenzalida H. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climateatology*. 1991;11:63-76
- Saemundsson Th, Decaulne A. *Meteorological triggering factors and threshold conditions for shallow landslides and debris-flow activity in Iceland* [Conference contribution]. Vail: First North America Landslide Conference; 2007
- Saldías GS, Sobarzo M, Largier J, Moffat C, Letelier R. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery. *Remote Sensing of Environment*. 2012;123:220-233. doi:10.1016/j.rse.2012.03.010.
- Saluzzi ME. 1983. *Aspectos físicos de la convección severa en Mendoza*. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 115 págs.
- Santos JR, Norte F, Moreiras S, Araneo D, Simonelli S. Predicción de episodios de precipitación que ocasionan aludes en el área montañosa del noroeste de la provincia de Mendoza, Argentina, *GEOACTA*. 2015;40(1):65-75
- Sarricolea P, Herrera-Ossandon M, Meseguer-Ruiz Ó. Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*. 2016;13(2):66-73. doi: 10.1080/17445647.2016.1259592

- Sarricolea P, Meseguer Ó. Sequías en Chile central a partir de diferentes índices desde 1824. En: Olcina Cantos J, Rico Amorós A, Moltó Mantero E (eds). *Clima, Sociedad, Riesgos y Ordenación del Territorio*. Universidad de Alicante, Alicante; 2016:387-395
- Schiechti HM. *Manual de Ordenación de Cuencas*. Roma, ROM: Food and Agriculture Organization; 1985
- Schmidt M, Glade T. Linking global circulation model outputs to regional geomorphic models: a case study of landslide activity in New Zealand. *Climate Research*. 2003;25:135-150.
- Schrott L. Global solar radiation, soil temperature and permafrost in the Central Andes, Argentina: a progress report. *Permafrost and Periglacial Process*. 1991;2:59-66
- Schrott L. The hydrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation, a case study in the high Andes of San Juan, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften*. 1998;15:71-84
- Seluchi M, Chou C. Evaluation of two Eta Model versions for weather forecast over South America. *Geofísica Internacional*. 2001;40(3):219-237
- Sen PK. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*. 1968;63:1379-1389
- Sepúlveda SA, Moreiras SM, Lara M, Alfaro A. Debris flows in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: characteristics and consequences. *Landslides*. 2015;12(1):115-133. doi: <https://doi.org/10.1007/s10346-014-0539-0>
- Sepúlveda SA, Moreiras SM. Large volume Landslides in the Central Andes of Chile and Argentina (32°-34°S) and related hazards. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 2013;6:287-294. doi: 10.4408/IJEGE.2013-06.B-26
- Sepúlveda SA, Padilla C. Rain-induced debris and mudflow triggering factors assessment in the Santiago cordilleran foothills, Central Chile. *Natural Hazards*. 2008;47(2):201-215. doi: <http://doi.org/10.1007/s11069-007-9210-6>
- Sepúlveda SA, Rebolledo S, Vargas G. Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International*. 2006;158(1):83-95. doi: <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.05.031>
- Servicio Geológico Británico. Clasificación de las remociones en masa. <https://www.bgs.ac.uk/home.html>. Consultado el 8 de diciembre del 2018

- Smith SL, Burgess MM. Permafrost and climate interactions. En: Singh VP, Singh P, Umesh HK, (eds). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Science & Business Media, Berlin, Alemania; 2011:852-857
- Souvignet M, Gaese H, Ribbe L, Kretschmer N, Oyarzún R. *Climate Change Impacts on Water Availability in the Arid Elqui Valley, North Central Chile: A preliminary Assessment* [Conference contribution]. Montpellier, France: XIIth IWRA World Water Congress; 2008.
- Staley D, Negri J, Kean J, Laber J, Tillery A, Youberg A. Prediction of spatially explicit rainfall intensity-duration thresholds for post-fire debris-flow generation in the western United States. *Geomorphology*. 2017;278:149-162. doi: 10.1016/j.geomorph.2016.10.019
- Suviés GM. Geomorfología tectónica y evolución del relieve en un sector del piedemonte occidental de la sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 2013;30(2):324-335
- Tapia Baldis C, Trombotto Liaudat D. Permafrost model in coarse-blocky deposits for the dry Andes, Argentina (28°-33°S). *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 2020;46. doi: <http://dx.doi.org/10.18172/cig.3802>
- Taylor CC. Automatic bandwidth selection for circular density estimation. *Computational Statistics and Data Analysis*. 2008;52(7):3493-3500
- Tiner RJ, Negrini RM, Antinao JL, McDonald E, Maldonado A. Geophysical and geochemical constraints on the age and paleoclimate implications of Holocene lacustrine cores from the Andes of central Chile. *Journal of Quaternary Science*. 2018;33:150-165. doi: 10.1002/jqs.3012
- Toural Dapoza R, Moreiras S. Aplicación de índices geomorfológicos en el piedemonte neotectónicamente activo de mendoza (32° S). *Geoacta*. 2018;42(2):45-63
- Trombotto D, Buk E, Hernández J. Monitoring of Mountain Permafrost in the Central Andes, Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997;8:123-129. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199701)8:13.3.CO;2-D
- Universidad Católica de Chile. *Dinámica de glaciares rocosos en el Chile Semiárido*. Santiago de Chile, SCL: Dirección General de Aguas; 2010
- Varela B, Rubio P, Barcaza G, et al. *Inventario Nacional de Glaciares*. Santiago de Chile, SCL: Dirección General de Aguas; 2014

- Varnes DJ. Slope Movement Types and Processes. En: Schuster RL, Krizek RJ (eds). *Landslides: Analysis and Control*. Transportation Research Board, Special Report 176. National Academy Press, Washington DC;1978:11-33
- Védie E, Costard F, Font M, Lagarde JL. Laboratory simulations of Martian gullies on sand dunes. *Geophysical Research Letters*, 2008;35:0-4. doi: 10.1029/2008GL035638
- Venables WN, Ripley BD. *Modern Applied Statistics with S*. Springer (Cuarta edición), Berlin; 2002
- Vera C, Silvestri G, Liebmann B, González P. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophysical Research Letters*. 2006;33(13): L13707. doi: 10.1029/2006GL025759
- Vergara Dal Pont I, Moreiras SM, Santibañez F, Araneo D, Ferrando F. Debris flows triggered from melt of seasonal snow and ice within the active layer in the semi-arid Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2019. doi: 10.1002/ppp.2020
- Vergara Dal Pont IP, Santibañez F, Araneo D, Ferrando F, Moreiras S. Determination of probabilities for the generation of high-discharge flows in the middle basin of Elqui River, Chile. *Natural Hazards*. 2018;93(1):531-546. doi: 10.1007/s11069-018-3313-0
- Vergara I, Moreiras SM, Araneo D, Garreaud R. Characterization and trends of geo-climatic hazards in the Eastern Central Andes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2020;EN REVISIÓN. doi: <https://doi.org/10.5194/nhess-2019-381>
- Viale M, Garreaud R. Summer Precipitation Events over the Western Slope of the Subtropical Andes. *Monthly Weather Review*. 2014;142:1074-1092. doi:10.1175/MWR-D-13-00259.1.
- Viale M, Garreaud R. Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitating clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2015;120. doi: 10.1002/2014JD023014.
- Viale M, Nuñez M. Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and associated synoptic and regional characteristics. *Journal of Hydrometeorology*. 2011;12:481-507
- Vich A, Lauro C, Bizzotto F, Vaccarino E, Manduca F. Recursos hídricos superficiales San Juan. En: Carretero EM, García A. *San Juan Ambiental*. Fundación Universidad Nacional de San Juan, San Juan; 2016:142-167

- Vuille M, Franquist E, Garreaud R, Sven W, Casimiro L, Cáceres B. Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2015;120(9):3745-3757. doi: 10.1002/2015JD023126
- Vuille M, Milana JP. High-latitude forcing of regional aridification along the subtropical west coast of South America. *Geophysical Research Letters*. 2007;34(23):1-6. doi: <http://doi.org/10.1029/2007GL031899>
- White AB, Gottas DJ, Henkel AF, Neiman PJ, Ralph FM, Gutman SI. Developing a performance measure for snow-level forecasts. *Journal of Hydrometeorology*. 2010;11:739-753
- Wilcox AC, Escauriaza C, Agredano R, et al. An integrated analysis of the March 2015 Atacama floods. *Geophysical Research Letters*. 2016;43(15):8035-8043. doi:10.1002/2016GL069751.
- Wilson RC, Wieczorek GF. Rainfall thresholds for the initiation of debris flow at La Honda, California. *Environmental and Engineering Geoscience*. 1995;1(1):11-27. doi: <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.I.1.11>
- Yrigoyen MR. Cordillera Principal. En: Turner JCM (ed). *Segundo Simposio Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias*. Córdoba; 1979:651-694
- Zar J. Significance Testing of the Spearman Rank Correlation Coefficient. *Journal of the American Statistical Association*. 1972;67(339):578-580. doi:10.2307/2284441
- Zangerl Ch, Prager Ch, Brandner R, Brückl E, Eder S, Fellin W, Tentschert E, Poscher G, Schönlaub H. 2008. Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. *Geo.Alp*. 2008;5
- Zavala H, Trigos H. Hidrología de la cuenca del Valle de Elqui. En: Cepeda PJ (ed). *Los sistemas naturales de la cuenca del río Elqui (Región de Coquimbo, Chile): Vulnerabilidad y cambio del clima*. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena; 2008:66-164
- Zdankowski W, Bott A. *Dynamics of the Atmosphere: A Course in Theoretical Meteorology*. Cambridge University Press, Cambridge; 2003
- Zêzere JL, Pereira AR, Morgado P. Perigos Naturais e Tecnológicos no Território de Portugal Continental. *Apontamentos de Geografia, Série de investigação*. 2006;19
- Zieffler AS, Harring JR, Long JD. *Comparing Groups: Randomization and Bootstrap Methods Using R*. Wiley, New York; 2011
- Zimmermann M, Haerberli W. Climatic change and debris flow activity in high mountain areas: a case study in the Swiss Alps. *Catena Supplement*. 1992;22:59-72

Zischg A, Curtaz M, Galuppo A, *et al.* Permafrost and debris-flows. En: Schoeneich P, Dall'Amico M, Deline P, Zischg A (eds). *Hazards related to permafrost and to permafrost degradation*. Grenoble, France: PermaNET; 2011:29-66

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Iván Vergara', with a horizontal line drawn through it.

Licenciado Iván Vergara
Estudiante doctoral de la UNRN