



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

ESTUDIO DE LA INFLUENCIA DE LOS RÍOS ATMOSFÉRICOS EN LOS PATRONES
DE ACUMULACIÓN DE NIEVE EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES CENTRAL

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

FELIPE ALFREDO SAAVEDRA MELENDEZ

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
GONZALO CORTÉS SORUCO
MAXIMILIANO VIALE
PABLO MENDOZA ZÚÑIGA

SANTIAGO DE CHILE
2019

**Resumen de la tesis para optar al
Título de y Grado de Magíster en Ciencias
de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio
Ambiente Hídrico
Por: Felipe Alfredo Saavedra Meléndez
Fecha: Agosto 2019
Prof. Guía: Sr. James McPhee Torres**

**ESTUDIO DE LA INFLUENCIA DE LOS RÍOS ATMOSFÉRICOS EN LOS PATRONES DE
ACUMULACIÓN DE NIEVE EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES CENTRAL**

En este trabajo, se cuantifica la contribución de los ríos atmosféricos (AR) a la acumulación de nieve en la Cordillera de los Andes, entre las latitudes 26.5° y 37.5° S. Se ha utilizado un catálogo de clasificación AR especialmente desarrollado para esta región basado en el Reanálisis del Sistema de Pronóstico del Clima (CFSR). Los resultados de este catálogo se contrastan con un reanálisis de nieve de alta resolución (resolución de $0.001 \times 0.001^\circ$) de Los Andes Central que abarca desde 1984 hasta 2014 (año hidrológico).

Los resultados muestran que los eventos AR son responsables de aproximadamente el 51 % de la acumulación anual de nieve en el área de estudio. Los eventos de acumulación AR son 2.5 veces más intensos que el resto de los eventos, y debido al efecto de sombra de la cordillera, las nevadas AR son aproximadamente 3.4 veces mayores a barlovento que a sotavento.

Se ha analizado la variabilidad interanual de los ríos atmosféricos y la acumulación de nieve en el dominio de estudio. Del catálogo de detección se han generado dos métricas, la frecuencia y magnitud acumulada de los ríos atmosféricos de cada invierno, y se correlacionaron con el máximo equivalente en agua de nieve anual encontrando correlaciones anuales significativas de 0.72 para ambas métricas. Las altas correlaciones encontradas a nivel de pixel nos permiten demostrar la capacidad predictiva de los AR a la acumulación de nieve, con potenciales usos en predicción de caudales de deshielo.

Se clasificaron los años en cuartiles en función de la cantidad de nieve acumulada. Al sur de los $\sim 32^\circ$ al existe un patrón claro de aumento en la frecuencia AR, la acumulación anual de nieve y la contribución relativa cuando el año es más húmedo. Al norte de los $\sim 32^\circ$ en los años del tercer cuartil existe un aumento en la frecuencia AR que se contrasta con una disminución en la fracción de contribución AR a la acumulación de nieve y una disminución en acumulación total de nieve, lo que indica que los ríos atmosféricos en dichos años no fueron capaces de generar suficientes nevadas en dicha zona. Se analizaron además los eventos extremos, obteniéndose una fracción del 42 % de los eventos sobre el percentil 75 % asociados a la ocurrencia de AR y de un 60 % sobre el percentil 95 %, en todo el dominio.

Se analiza la Oscilación del sur de El Niño (ENSO) en la variabilidad interanual, los episodios La Niña implican una reducción de la frecuencia AR en todo el dominio y, en consecuencia, un menor aporte a la acumulación de nieve. Por otro lado, los episodios El Niño, dependen de la intensidad del fenómeno. En los años El Niño débil existe una anomalía positiva de actividad AR y, en consecuencia, más nevadas, sin embargo, los episodios de El Niño de moderados a fuertes, se constata un patrón bimodal en la ocurrencia de AR. Al norte de los $\sim 32^\circ$ existe un aumento en la frecuencia de AR y consecuentemente una mayor

anomalía en acumulación parcial de nieve asociada a AR. Al sur de esa latitud existe una disminución de la frecuencia AR asociado una menor contribución relativa, sin embargo, la anomalía de acumulación de nieve total es positiva y máxima en todo el dominio, indicando un aumento de nieve generada por otros mecanismos.

Los ríos atmosféricos han demostrado ser determinantes en la generación de precipitación líquida y sólida en la zona de estudio, aportando información valiosa, para una zona que depende fuertemente del abastecimiento de agua proveniente de la nieve. La utilización de reanálisis para el análisis de los sistemas hidrometeorológicos aporta un grado de detalle espacial y temporal que nos permite avanzar en el estudio en zonas donde no hay información observada in situ.

En los momentos de cambio, cuando se avecina la aventura, es cuando nos sentimos consternados, emocionados, ansiosos y muchas veces aterrados. Con todas las emociones que nos separan de lo inerte, el parar el ritmo para pensar en el presente, en lo que significa y en lo que queda atrás, me transporta a algo que pareciera estar tan lejano, algo que tanto añoramos, paz.

Sin duda agradecer es de las mejores experiencias que por fortuna me ha tocado vivir. En este momento, agotado pero lleno, agradezco el privilegio de tener la vida que tengo, agradezco entre muchas cosas, la posibilidad de ser feliz. Agradezco la infinidad de posibilidades, la diversidad de amistades, las sonrisas y gestos amables.

En el proceso que duró este proyecto, pasaron casi 3 años, y si bien nunca pense mucho lo que estaba haciendo, me tocaron momentos duros de mucho trabajo y estrés, momentos que no habría podido sobrellevar si no fuera por todas las personas de las que me rodeé, que fueron justamente, las que necesité. Agradezco a Evelyn, mi compañera incondicional por todo el aguante, a mi familia por siempre apoyar y confiar. Agradezco al sindicato 304 del AMTC, o más bien a la población rotatoria de las oficinas. Por las conversaciones necesarias, los consejos, la retroalimentación, las canciones, las meditaciones, las elongaciones, las partidas de ping-pong y Starcraft, las escaladas en el muro y las salidas a tomar cerveza como purga en tiempos intensos.

Un especial agradecimiento a Jacqueline Suarez y Yarko Niño, por hacer posible este momento, de lo contrario todavía estaría atrapado en los trámites que nunca hice. Otro agradecimiento especial para James MP. por apoyarme y aguantarme los varios meses fuera de la oficina, a Gonzalo C. por la cálida recepción en el intercambio.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Organización del documento	2
2. Marco Teórico	4
2.1. Precipitación en Los Andes	4
2.2. Ríos Atmosféricos	5
2.3. Nieve en Los Andes	6
3. Metodología	7
3.1. Área de estudio	7
3.2. Catálogos de ríos Atmosféricos	7
3.2.1. NCEP	7
3.2.2. CFSR	7
3.3. Reanálisis de Nieve	8
4. Resultados	10
4.1. Ríos atmosféricos y su contribución a las nevadas	10
4.1.1. Comparación de catálogos AR	10
4.1.2. Catálogo AR Viale et al. (2018)	11
4.1.3. Contribución de AR según el tipo de año	14
4.1.4. Contribución de AR a eventos extremos	16
4.2. Análisis evento 2006	16
4.3. Correlación anual entre la ocurrencia de ríos atmosféricos y la acumulación máxima de nieve	18
5. Conclusiones	22
5.1. Discusión de Resultados	22
5.2. Trabajo Futuro	23
Bibliografía	24
Anexos	30
Anexo A. Borrador Artículo para la revista Frontiers	31
Anexo B. Poster congreso: 2nd International Atmospheric Rivers Conference	46
Anexo C. Poster congreso: European Geophysical Union 2019	48

Índice de figuras

4.1.	Número de días con ríos atmosféricos por año/invierno según la latitud para los catálogos AR basados en los reanálisis CFSR y NCEP.	10
4.2.	Número de AR que generan (o no) nevadas y el total de AR mensuales promedio para todo el dominio analizado.	12
4.3.	(a) Estaciones de monitoreo de Viale et al. (2018), (b) Series anuales de acumulación de nieve y la contribución de los ríos atmosféricos para las estaciones de monitoreo y (c) análogo a (b) pero con el pixel más cercano de las bases de datos analizadas. Paneles a y b obtenidos de Viale et al. (2018).	13
4.4.	Hacia la derecha, los años ordenados entre los cuartiles de menor a mayor acumulación de nieve en todo el dominio. El panel superior, medio e inferior muestran las anomalías estandarizadas de frecuencia AR, Acumulación anual y proporción de nieve acumulada producto de AR	15
4.5.	Número de días de acumulación vinculados a AR para evento sobre los percentiles 50 %, 75 %, 95 % y 98 % (de izquierda a derecha).	16
4.6.	Evento del 7-8 de junio de 2006 asociado a intensas precipitaciones en Chile producto de la llegada de un AR.	17
4.7.	Análisis evento ocurrido el 08 de junio de 2006. El panel a la izquierda muestra la suma del IVT asociado al AR, el panel central muestra la nieve acumulada y el panel a la derecha muestra la fracción de nieve acumulada con respecto a la del mismo año.	18
4.8.	Cuencas analizadas obtenidas de (Cortés & Margulis, 2017).	19
4.9.	Correlaciones anuales entre la máxima cantidad de nieve acumulada anual y las métricas AR en el invierno de cada año.	20

1. Introducción

Los efectos de la escasez de agua pueden producir pérdidas significativas en importantes sectores económicos del país como la minería, agricultura e industria energética. Un caso emblemático es la detención de la producción de la minera Los Bronces por 29 días en 2015 (Minería Chilena, 2015). El quinto reporte del IPCC confirma con un 95 % de seguridad que el cambio climático posee una creciente influencia humana y el impacto abarca prácticamente todo el planeta (IPCC, 2014). Los efectos para la zona centro sur de Chile apuntan a una progresiva aridificación, de hecho, al menos un 25 % de la megasequía de 2010-2015 sería atribuible al cambio climático (Dai, 2011), ésta corresponde a la más larga y extensa desde mediados del siglo pasado y ha generado déficit de precipitación entre un 25 y 45 % (Garrereaud et al., 2017). El efecto progresivo de la sequía produce pérdidas en diversos sistemas productivos del país y por supuesto, para los sistemas ambientales es clave.

Una de las principales fuentes de agua dulce en Chile es la cordillera de Los Andes. El agua acumulada en forma de nieve y hielo (glaciares) en invierno, provee la principal componente de los caudales en las cuencas cordilleranas y una importante fracción en las cuencas de elevación media. Ante el eminente riesgo de un cambio de régimen en los patrones de acumulación de nieve debido al cambio climático se hace necesario profundizar el conocimiento en la dinámica de la nieve.

El fenómeno meteorológico detrás de la acumulación de la nieve, se explica principalmente por sistemas frontales que provienen del sur con bajas temperaturas que captan la humedad de masas de aire a latitudes medias (Escobar & Aceituno, 1998). Estas masas de aire se mueven predominantemente hacia el este y al toparse con la cordillera se genera un aumento en las lluvias por el factor orográfico.

Los eventos extremos de precipitación están asociados al fenómeno meteorológico de los ríos atmosféricos (AR). Los AR se definen como corrientes angostas y alargadas de vapor de agua y juegan un rol importante en el ciclo global del agua y en los climas e hidrologías locales (Guan & Waliser, 2015). Si bien este fenómeno está ampliamente estudiado en la costa oeste de Estados Unidos, en Chile existen muy pocos estudios que cuantifiquen la importancia de los AR en la hidrometeorología local.

Para poder vincular los AR a la acumulación de nieve en Los Andes, nos encontramos con el conocido problema de la escasez de datos de las redes de monitoreo en altura. Ante esta problemática surgen los reanálisis atmosféricos, los cuales proveen información meteorológica en todo el globo ampliando el espectro de posibilidades.

El presente estudio utiliza un producto de reanálisis de nieve (SWE) de alta resolución y un catálogo de ríos atmosféricos, ambos productos son basados en reanálisis atmosféricos. Se utilizan las bases de datos para el análisis de los patrones de acumulación de nieve en los Andes Central y su conexión con la ocurrencia de ríos atmosféricos. En particular se

concluye sobre la contribución del fenómeno AR a la acumulación de nival, los patrones espaciotemporales y la capacidad predictiva de los AR a la disponibilidad anual de nieve.

1.1. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es la caracterización del fenómeno Ríos Atmosféricos y su influencia en los patrones de acumulación de nieve en la cordillera de los andes mediante productos grillados (reanálisis).

Los objetivos específicos son:

1. Estudiar la ocurrencia de los AR y el monto máximo de equivalente en agua de nieve a diferentes escalas espaciales.
2. Estimar la cantidad de nieve acumulada producto de los AR para un periodo de 30 años.
3. Analizar la influencia del fenómeno del niño en los patrones de acumulación de nieve y la ocurrencia de los AR.

1.2. Organización del documento

Este documento ha sido desarrollado con el fin de entregar información complementaria a los resultados planteados en el artículo adjunto en el capítulo Anexo A, trabajo en preparación para enviar a revista científica.

- Capítulo 1 se presenta la introducción objetivos y organización del documento.
- Capítulo 2 se presenta una revisión bibliográfica más desarrollada que la expuesta en el artículo antes mencionado.
- Capítulo 3 se presentan una descripción breve de la metodología utilizada en este estudio.
- Capítulo 4 se presentan resultados complementarios al artículo.
- Capítulo 5 se presentan las conclusiones complementarias al artículo.
- Anexo A se presenta el borrador del artículo científico.
- Anexo B se muestra el poster presentado en la conferencia 2nd International Atmospheric Rivers Conference.

- Anexo C se muestra el poster presentado en la conferencia European Geophysical Union 2019.

2. Marco Teórico

En este capítulo se muestra una parte de la bibliografía revisada complementaria a la mostrada en el artículo presentado en Anexo ??.

2.1. Precipitación en Los Andes

Estudiar las dinámicas de nieve en la cordillera de los Andes responde a la importancia que tiene el aporte nival al suministro de agua en los principales centros urbanos de Chile y Argentina. Ante un escenario de cambio climático, se hace necesario mejorar nuestra comprensión de los sistemas naturales. Diversos estudios muestran evidencias de una tendencia a la desertificación en Chile central. Durante el periodo 1975-2001 se calculó una elevación en la altura de la isoterma 0°C y la línea de nieves e Chile central de 122 y 200 m respectivamente (Casassa et al., 2003; Carrasco et al., 2005), todo esto sucede bajo tendencias de disminución en la precipitación, una megasequía sin precedentes desde 2010 (Garreaud et al., 2017), donde el factor antropogénico explicaría un cuarto del déficit de 2010 (Boisier et al., 2016) y sería un factor principal en la tendencia a la desertificación (Boisier et al., 2018). De forma similar diversos estudios han reportado una disminución en el área glaciario en los últimos años (Rivera et al., 2008, 2007; Nicholson et al., 2009; MOP, 2012).

La precipitación en Los Andes central (30° - 40°S) es usualmente generada producto de frentes fríos que provienen del sur debido a la migración del anticiclón subtropical del Pacífico suroriental hacia el norte, principalmente entre mayo y septiembre. Existe un aumento en las precipitaciones de norte a sur. En cotas donde la altura del aire está por debajo de los 0°C se genera acumulación de nieve ante eventos sucesivos de precipitación (Escobar & Aceituno, 1998).

A nivel interanual, diversos estudios han demostrado la fuerte influencia del ciclo ENSO y el régimen de precipitación en Chile central (Aceituno, 1988; Montecinos & Aceituno, 2003; Escobar & Aceituno, 1998; Quintana & Aceituno, 2012). Anomalías positivas de precipitación están asociadas a la fase cálida (El Niño) que en ocasiones han generado años especialmente lluviosos (ej. 1997,2002).

En Sudamérica subtropical, las precipitaciones en los Andes central tienen un importante factor orográfico. A barlovento, entre la costa y la cordillera, el factor es aproximadamente 1,8 (Viale & Garreaud, 2015) y entre las zonas altas y bajas puede llegar a ser el doble. A sotavento existe una disminución de la precipitación en relación a lo sucedido a barlovento. Este efecto depende de la altura de los Andes y es conocido como el efecto sombra de la cordillera. Falvey & Garreaud (2007) estimó que dependiendo de la latitud la precipitación a barlovento sería 1-3 veces la ocurrida a sotavento.

Al analizar los eventos extremos, (Viale & Nuñez, 2011) identificó que dichos fenómenos estaban asociados al transporte de humedad desde el océano pacífico hacia la costa chilena ante la presencia de sistemas frontales fríos de ciclones extratropicales, la zona de transporte tendría la forma de ríos atmosféricos.

2.2. Ríos Atmosféricos

Los ríos atmosféricos han sido intensamente estudiados en las últimas décadas, siendo el énfasis principal la costa oeste de Estados Unidos. El concepto de río atmosférico comienza desde Newell et al. (1992) donde se plantea el fenómeno con el nombre de río troposférico en latitudes medias de ambos hemisferios. Estas estructuras fueron estudiadas anteriormente como cintas de transporte caliente (conveyor belt) provenientes de ciclones extratropicales que se superponen a los frentes fríos (Eckhardt et al., 2004). Se caracterizan por transportar altos volúmenes de vapor de agua (sigla en inglés IWV) y por fuertes vientos a baja altura (Gimeno et al., 2014). Los AR son responsable prácticamente de todo el transporte meridional de vapor de la atmósfera extratropical usando tan solo un 10 % del área global (Zhu & Newell, 1998).

Actualmente es un tópico científico de investigación a nivel mundial debido a la contribución en a la precipitación. En California se contabiliza una importante contribución (20-50 %) de los AR a la ocurrencia de tormentas y escorrentía (Dettinger et al., 2011). Lavers & Villarini (2015) estimó una contribución de los AR a la precipitación entre 20 y 30 % para Europa y la costa oeste de Estados Unidos. Blamey et al. (2018) calculó en la región suroeste de Sudáfrica una contribución entre 15 y 60 %, y en la costa antártica de Dronning Maud Land, Gorodetskaya et al. (2014) estimó que el aumento en la masa de hielo para el periodo 2009-2011 era explicado en un 74-80 % por los AR. Además, diversos autores han reportado el efecto de los ríos atmosféricos en la ocurrencia de crecidas (Lavers et al., 2012; Dettinger et al., 2011; Hughes et al., 2014). Por otro lado, Dettinger (2013) estudió la relación entre el término de las sequías y la ocurrencia de AR en la costa de USA, obteniendo que de un 33 a un 74 % de las sequías terminaron producto de tormentas con presencia de AR.

Viale et al. (2018) obtuvo en Chile subtropical (38°S-32°S) una contribución de los AR a la precipitación anual entre un 50 %-65 %. El mismo estudio evidencia que las intensidades de precipitación diarias y horarias de los eventos asociados a AR son 2 a 3 veces mayores que el resto de los eventos. Al norte de los 32°S la contribución disminuye significativamente (<8 %) a barlovento y a sotavento los AR atraviesan la cordillera con menor frecuencia, alcanzando una contribución en la precipitación menor a un 15 %. La presencia de AR es más frecuente entre los 38° y 50°S (34 a 40 días-AR/año), decreciendo hacia el norte con tan solo 10 días AR por año en la latitud 31°S.

Así como la precipitación y el caudal están modulados por patrones climáticos como ENSO o PDO, los ríos atmosféricos también responden a estos ciclos. Guan & Waliser (2015) presentó un estudio global de ríos atmosféricos y las teleconexiones que modulan el fenómeno. De los resultados se desprende que para la costa oeste de Estados Unidos la frecuencia y

precipitación de los AR está modulada por los ciclos ENSO, oscilación de Madden Julian (MJO), oscilación ártica (AO) y oscilación pacífico norte (PNA). En este estudio se muestra además para la costa chilena que los AR están modulados por el ciclo ENSO y MJO. Otros autores anteriormente habían reportado teleconexiones entre los ríos atmosféricos y oscilaciones planetarias en California (Guan et al., 2012, 2013; Dettinger, 2006) y Europa (Lavers & Villarini, 2013).

2.3. Nieve en Los Andes

Una diferencia categórica entre la cordillera de Los Andes y la Sierra Nevada de California es la cantidad y calidad de la información de nieve. La información en Los Andes es escasa y generalmente son registros con menos de 20 años.

Prieto et al. (2001) enfrentó esta problemática creando series de frecuencia de nevadas y altura de nieve máxima utilizando datos de un periódico local con información entre 1885-1996. Con dicha información se encontró concordancia entre las fases de ENSO, para las fases cálidas había anomalías positivas de acumulación de nieve y para las fases frías anomalías negativas.

Masiokas et al. (2006) fue el primero en analizar la nieve en la cordillera a nivel regional utilizando estaciones chilenas y argentinas. Se obtuvo una correlación de ~ 0.9 con la precipitación en Santiago. La temperatura, sin embargo, no presenta correlación significativa con la nieve acumulada. Se encontró además que para la fase caliente de ENSO, El Niño, existen valores de acumulación por sobre el promedio, sin embargo, para los años más secos sólo el 50% correspondía a la fase La Niña. Se obtuvo que las mayores correlaciones entre la acumulación de nieve y las variables; temperatura de la superficie del océano (SST) y la presión a nivel del mar (SLP), era considerable solamente en el periodo junio-septiembre, por lo que no existía capacidad predictiva al observar estas variables previo al invierno. Masiokas et al. (2010) evidenció además concordancias en cambios de tendencia de las series de caudal y la oscilación decadal del pacífico (PDO).

Cornwell et al. (2016) presentó el primer producto de alta resolución de equivalente en agua de nieve (sigla en inglés SWE) donde se corroboró la alta correlación entre la nieve y los caudales en las cuencas de cabecera. Cortés et al. (2014) presenta un nuevo producto de alta resolución utilizando un esquema de asimilación de datos, reanálisis atmosféricos e imágenes satelitales. Con dicho producto encontró una correlación significativa entre la fase cálida de ENSO y la acumulación de nieve, mas para la fase fría no había significancia estadística (Cortés & Margulis, 2017).

3. Metodología

3.1. Área de estudio

El área de estudio se extiende entre los 27° y 37°S, 72° y 68°W, incluyendo 15 cuencas de cabecera en Chile y 9 en Argentina. La elevación máxima de la cordillera va desde los 5300 a 2300 m.s.n.m. de norte a sur y el ancho va de menos de 200 km a 400 km formando una extensa meseta en el sur. El clima va desde árido en el norte, aumentando la humedad al sur, la precipitación en la ladera de barlovento aumenta de 300-500 mm anuales a >2000 mm al sur de los 40°S. En la ladera de sotavento las precipitaciones disminuyen drásticamente debido al efecto sombra.

3.2. Catálogos de ríos Atmosféricos

Existen numerosos métodos de detección. Los primeros publicados fueron basados en umbrales de IWV (Ralph et al., 2004; Dettinger, 2006). Los datos de IWV pueden obtenerse de productos satelitales o reanálisis atmosféricos. Otro enfoque es el uso de umbrales de transporte de vapor de la columna de aire entre 1000 y 300hPa (IVT) (Viale et al., 2018; Guan et al., 2010; Rutz et al., 2014). Para ambos enfoques los umbrales de detección pueden ser fijos o móviles. El umbral móvil típicamente usado es el percentil 85 % de los datos climatológicos.

En este trabajo se analizan dos catálogos de ríos atmosféricos, los cuales están basados en el transporte de vapor de la columna de aire (IVT) de dos reanálisis atmosféricos.

3.2.1. NCEP

El primer catálogo analizado se obtiene de Rutz et al. (2014), el cual se basa en el reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996). El reanálisis posee una resolución de 2,5° y comprende a una resolución temporal de 6 horas desde 1948 al 2015. El algoritmo de detección AR toma como criterio que los ríos tengan un largo superior a 2000 km y un umbral de IVT de 250 kg/m/s.

3.2.2. CFSR

El segundo catálogo analizado es el descrito en Viale et al. (2018) y utiliza el IVT del reanálisis CFSR (Saha et al., 2010). CFSR tiene una resolución espacial de 0,5°, una resolución

temporal de 6 horas y abarca desde 1978 a 2015. Este reanálisis es el producto de un sistema acoplado océano-atmósfera-superficie y muestra mejoras en estimaciones de campo en relación al NCEP (Higgins et al., 2010; Ebisuzaki & Zhang, 2011; Liléo & Petrik, 2011; Weaver et al., 2011), con una mejora en la sensibilidad ante los ciclos MJO y ENSO. La metodología de Viale et al. (2018) considera un largo superior a 2000 km, una relación de aspecto (largo/ancho) superior a 2 y un umbral de IVT calculado como el percentil mensual 85 de cada celda. A esto se le suma la restricción de que los AR ocurren ante la presencia de un frente frío.

Se pueden notar grandes diferencias entre ambas metodologías en cuanto a resolución espacial, como a restricciones de aspecto y umbrales IVT.

Con el propósito de estudiar los AR se utilizan 2 métricas, la frecuencia de AR y la cantidad de IVT asociada a los AR para el promedio de los periodos invernales (abril a septiembre inclusive). La frecuencia de AR se calcula como el número de pasos temporales de 6 horas que presentan ríos atmosféricos en un pixel en particular y la cantidad de IVT se calcula como la suma de IVT asociada a AR.

3.3. Reanálisis de Nieve

El producto de alta resolución de equivalente en agua de nieve o “Andean SWE Reanalysis” (ASR), fue desarrollado por Cortés & Margulis (2017) para la zona de la cordillera de los andes comprendida en la misma zona de estudio de este trabajo. El producto se genera en base a la metodología realizada en Margulis et al. (2016) y se basa en un esquema de asimilación de datos de fracción de área cubierta por nieve (fSCA). A continuación, se muestra un resumen de la metodología.

1. **Datos fSCA y SWE:** Se obtienen resultados de fSCA usando el algoritmo *spectral unmixing algorithm* (Painter et al., 2003; Cortés et al., 2014) sobre la base de los sensores de misiones satelitales Landsat 4, 5 (thematic mapper TM), 7 (enhanced thematic mapper ETM+) y 8 (operational land imager OLI). Se excluyen los puntos de sombra en función de la topografía y el ángulo del satélite, además se identifican las nubes de forma manual y se eliminan los pixeles afectados.
2. **Modelos fSCA y SWE:** El esquema de asimilación considera la generación de datos de SWE y fSCA utilizando el modelo SSiB3 Land Surface Model (LSF) acoplado a un modelo Snow Depletion Curve (SDC) (Margulis et al., 2015). El LSM usa forzantes de MERRA para calcular la acumulación y derretimiento del manto nival y de esta forma poder obtener estimaciones de SWE, las que se utilizan como input del SDC para obtener valores de fSCA. El SCC relaciona los flujos de energía acumulativos, la precipitación acumulada y un coeficiente de variación para estimar la serie de fSCA para cada grilla del modelo. Se soluciona el modelo a una grilla de 90m con un paso de tiempo horario. Los modelos LSF y SDC se usan para tener una estimación *prior* que está condicionadas en el fscA usando un esquema de asimilación.

3. **Esquema asimilación:** El esquema de asimilación de datos consiste en un filtro de partículas (Particle Batch Smoother PBS), propuesto por Margulis et al. (2015). Los estados de réplica *prior* y *forward* son los mismos, es decir, los pesos de cada ensamble de réplica son actualizados dándole más peso a los que se acercan a las observaciones de fsca, en lugar de actualizar estados del modelo.
4. **Forzantes:** Del reanálisis MERRA se utilizan las salidas horarias de temperatura, radiación de onda corta y larga, precipitación, velocidad del viento, humedad y presión de aire. Se realiza un escalamiento explicado en Giroto et al. (2014); Margulis et al. (2015). Temperatura y radiación de onda corta se desagregan a 90m de una resolución original de $0,5^\circ \times 0,67^\circ$ usando gradientes de temperatura y una corrección topográfica de la radiación. La precipitación se interpoló a cada grilla usando inverso de la distancia al cuadrado, la humedad se desagrega usando gradientes de temperatura de punto de rocío. La presión de aire se desagrega suponiendo un perfil hidrostático de la columna de aire. Para el viento solo se interpolaron los valores a cada grilla. Se utilizan series anuales horarias de sombra para cada pixel. La radiación de onda larga se obtiene de Mölg et al. (2009) en función de la cobertura nubosa efectiva, emisividad de cielo descubierto y temperatura de aire.
5. **Precipitación y asimilación:** La variable precipitación es la utilizada para la asimilación de datos. Para su representación se emplea un modelo multiplicativo de error mostrado en la ecuación 3.1.

$$P_{corr,x,t} = b_x \cdot P_{prior,x,t} \quad (3.1)$$

Donde la precipitación original obtenida de MERRA en el pixel x y tiempo t , $P_{prior,j,t}$, se pondera por el coeficiente b_x para obtener la precipitación corregida $P_{corr,x,t}$. El parámetro b_x incluye los errores provenientes de MERRA en la estimación de precipitación, además de la mala representación del efecto orográfico de la cordillera debido al grueso de la grilla.

Se compara la precipitación con las observaciones para estimar el error asociado a esta variable usando 69 estaciones sobre 1000 msnm, completando un registro de 1097 años de datos. Se supone una distribución log-normal de b_x y se estiman los coeficientes de la distribución de probabilidades despejando b_x de la ecuación y utilizando la precipitación observada como $P_{corregida}$. Finalmente, el esquema de asimilación se basa en generar *ensambles* de valores posibles de b_x y finalmente implementar el método de asimilación.

El producto final tiene una resolución espacial de $0,001^\circ$ ($\sim 100\text{m}$) y una resolución temporal diaria que abarca desde 1984/85 a 2014/15 (año hidrológico). Para los cálculos de este trabajo se agrega el producto a una resolución de $0,1^\circ$ empleando promedio simple.

4. Resultados

El presente capítulo muestra análisis complementarios a los mostrados en el Anexo A. En primer lugar, se caracterizan los catálogos de AR utilizados y su contribución a la acumulación de nieve. En segundo lugar, se analiza un evento en particular ocurrido el año 2006 y finalmente se hace un análisis por cuencas.

4.1. Ríos atmosféricos y su contribución a las nevadas

En esta sección se caracterizan detalles de los ríos atmosféricos y su contribución a la acumulación de nieve.

4.1.1. Comparación de catálogos AR

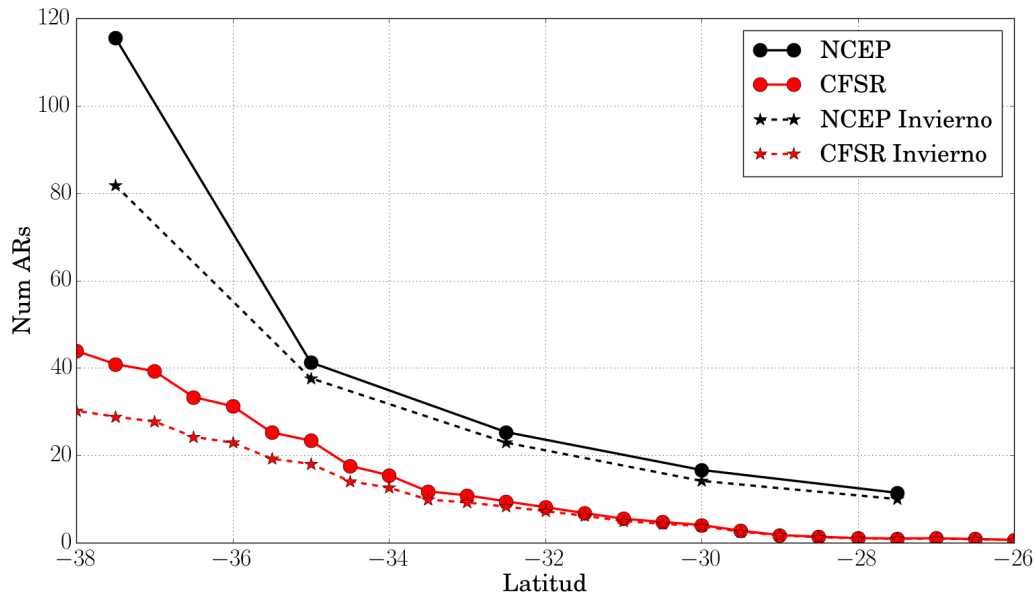


Figura 4.1: Número de días con ríos atmosféricos por año/invierno según la latitud para los catálogos AR basados en los reanálisis CFSR y NCEP.

A modo de evaluar ambos catálogos se ha cuantificado por latitud la ocurrencia de ríos atmosféricos (Figura 4.1). Se obtiene que con el catálogo basado en Rutz et al. (2014)

el número de ríos atmosféricos por año es ampliamente superior en todo el dominio de estudio. Esto se debe principalmente a lo poco restrictivo del método al carecer de la restricción de frente frío y al poseer un umbral fijo bajo para la zona de estudio.

Se observa que para ambos métodos la presencia de AR en verano (octubre-marzo) e invierno (abril-septiembre) aumenta hacia latitudes sur.

El catálogo de Rutz et al. (2014) al poseer una grilla más gruesa, contiene la mayor proporción del dominio en 4 píxeles de información. Al ser menos restrictivo que el catálogo de Viale et al. (2018) cuantifica más del doble de eventos. A continuación, se muestran las principales diferencias encontradas.

- Resolución espacial de catálogo basado en NCEP de 2,5° vs el catálogo basado en CFSR de 0,5°.
- Restricción de ancho del río atmosférico inexistente en el catálogo NCEP
- Umbral de IVT estático en el catálogo NCEP y basado en el percentil 85 en el catálogo CFSR
- Restricción de frente frío en el catálogo CFSR.

Por las razones antes expuestas se concluye que el catálogo CFSR es más adecuado para la evaluación de la influencia de los ríos atmosféricos en la zona de estudio y se decide utilizarlo en el artículo mostrado en Anexo A. Sin embargo, los resultados de ambos catálogos se muestran en detalle en el Anexo B, de donde se obtienen los siguientes resultados:

- Correlaciones entre el peak anual de SWE y métricas AR entre 0,68 y 0,72 para ambos catálogos.
- Acumulación de nieve vinculada a AR para todo el dominio estimada en un 51 y 54 % para los catálogos de Viale et al. (2018) y Rutz et al. (2014) respectivamente.
- Al analizar eventos extremos (eventos sobre el percentil 50 %-98 %), se observa que el catálogo de Rutz et al. (2014) asocia mayor cantidad de nieve acumulada a los ríos atmosféricos (56-80 %) que el producto de Viale et al. (2018) (52-69 %).

4.1.2. Catálogo AR Viale et al. (2018)

Existen diferencias en los resultados mostrados en Anexo B debido a cambios realizados en el algoritmo de detección de Viale et al. (2018) posterior a la presentación de dicho poster. Desde este punto en adelante los análisis mostrados fueron realizados únicamente con el catálogo de Viale et al. (2018).

Típicamente se estudia el aporte de los AR a la precipitación, lo cual está demostrado

que es un importante aporte en la zona de estudio (Viale et al., 2018), sin embargo, existen AR que no producen precipitación. Siguiendo la metodología de vinculamiento entre AR y acumulación de nieve, se han clasificado los eventos que generan y que no generan acumulación de nieve (Figura 4.2). Según el mes de ocurrencia, se ha encontrado que en los meses de invierno la mayor parte de los AR si contribuyen a la precipitación sólida. En verano, ocurre lo contrario y una posible explicación de dicho fenómeno podría ser atribuido a la temperatura. La hipótesis sería que las masas de aire al ser más cálidas al elevarse debido al efecto topográfico, no se enfriarían lo suficiente para generar la precipitación sólida, en otras palabras, la isoterma 0° estaría más alta y eso disminuiría la precipitación sólida. Guan et al. (2010) reportó un efecto similar al analizar la temperatura de las tormentas AR, las cuales al ser más cálidas generaban menor precipitación sólida.

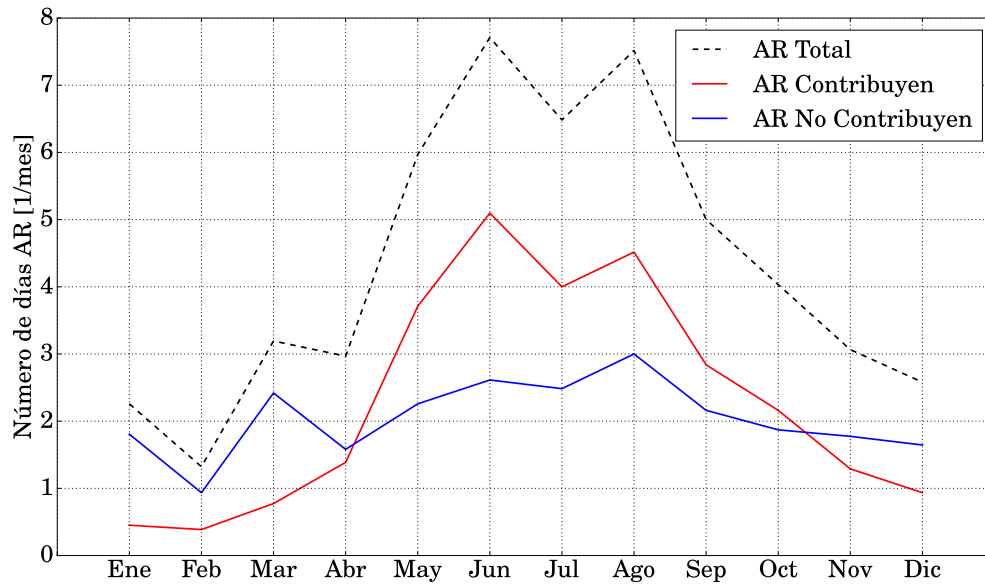


Figura 4.2: Número de AR que generan (o no) nevadas y el total de AR mensuales promedio para todo el dominio analizado.

Se ha calculado la contribución de los AR a la acumulación de nieve en todo el dominio en distintas escalas espaciales. En el estudio de Viale et al. (2018) se estimó la contribución de los AR en 6 estaciones de medición de equivalente en agua nieve (snow pillows). Con el objetivo de comparar los resultados, se ha estimado el promedio de acumulación de nieve y contribución AR para el periodo 2001-2014 (Figura 4.3) en los pixeles más cercanos a las estaciones utilizadas obteniendo valores similares en cuanto a magnitud y contribución.

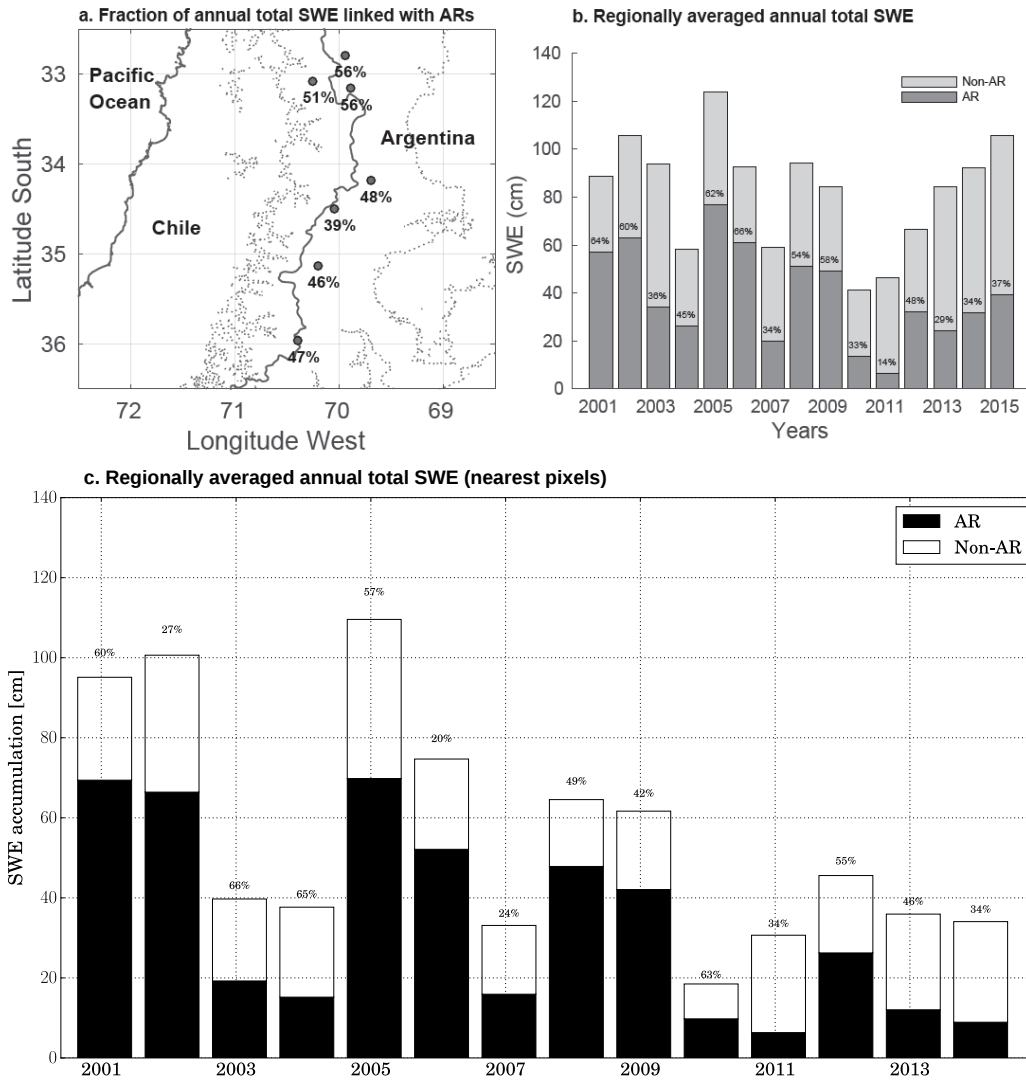


Figura 4.3: (a) Estaciones de monitoreo de Viale et al. (2018), (b) Series anuales de acumulación de nieve y la contribución de los ríos atmosféricos para las estaciones de monitoreo y (c) análogo a (b) pero con el pixel más cercano de las bases de datos analizadas. Paneles a y b obtenidos de Viale et al. (2018).

Se ha calculado el error de los porcentajes de contribución como la resta de los resultados de Viale et al. (2018) menos los reportados en este estudio. El promedio de errores en valor absoluto es de un 17% y el promedio simple de los errores es de un 0,2% con una desviación estándar de los errores de un 22%. Una diferencia destacable es la ocurrida entre los años 2011 y 2014. En dicho periodo, las estaciones reportan un aumento progresivo de la acumulación de nieve alcanzando valores cercanos a 100 cm en 2014. Por otro lado, el reanálisis de nieve muestra lo contrario y el 2014 reporta una acumulación de <40 cm.

4.1.3. Contribución de AR según el tipo de año

Una de las preguntas que se busca resolver es la importancia de los AR para distintos tipos de año. Para explorar esta incógnita se ha separado los 31 años de datos en 4 grupos según la acumulación de nieve anual de todo el dominio. Se han ordenado los años en cuartiles, desde los años más secos a los más húmedos y se ha caracterizado las anomalías estandarizadas de frecuencia de AR, acumulación anual de nieve y contribución relativa de AR a la acumulación de nieve. Las anomalías (z_t) se calcularon según la siguiente ecuación:

$$z_t = \frac{x_t - \mu}{\sigma} \quad (4.1)$$

Donde x_t es la variable en el año t , μ es la media anual y σ es la desviación estándar de la variable.

De los resultados obtenidos (Figura 4.4), se observa que las tres variables analizadas a nivel global aumentan a medida que el año se vuelve más húmedo. Para los dos cuartiles más secos prácticamente todo el dominio está en déficit de AR y nieve. Para el tercer cuartil existe un patrón bimodal, la nieve deja de estar en déficit desde los $\sim 32^\circ$ hacia el sur en la zona alta de la cordillera. La contribución parcial de los AR es clara al sur en dicho cuartil, sin embargo, al norte de la latitud $\sim 28^\circ$ hay un aumento de la contribución parcial de los AR que se contradice con el patrón de disminución de frecuencia de AR en dicha zona. En el cuarto cuartil se observa un aumento en la frecuencia AR correspondido con un aumento del SWE y la contribución parcial de los AR.

Los resultados mostrados dan cuenta de una gran variabilidad espacial entre años secos y húmedos. En la zona sur hay una gran concordancia entre los fenómenos de acumulación de nieve y ocurrencia de ríos atmosféricos, por el contrario, en la zona norte existe mayor discrepancia entre la ocurrencia de AR y su correspondencia en la acumulación de nieve, esta zona está afectada a otro tipo de fenómenos meteorológicos como el *Invierno Boliviano* o *Invierno Altiplánico* y el estudio de esta zona requiere mayor investigación.

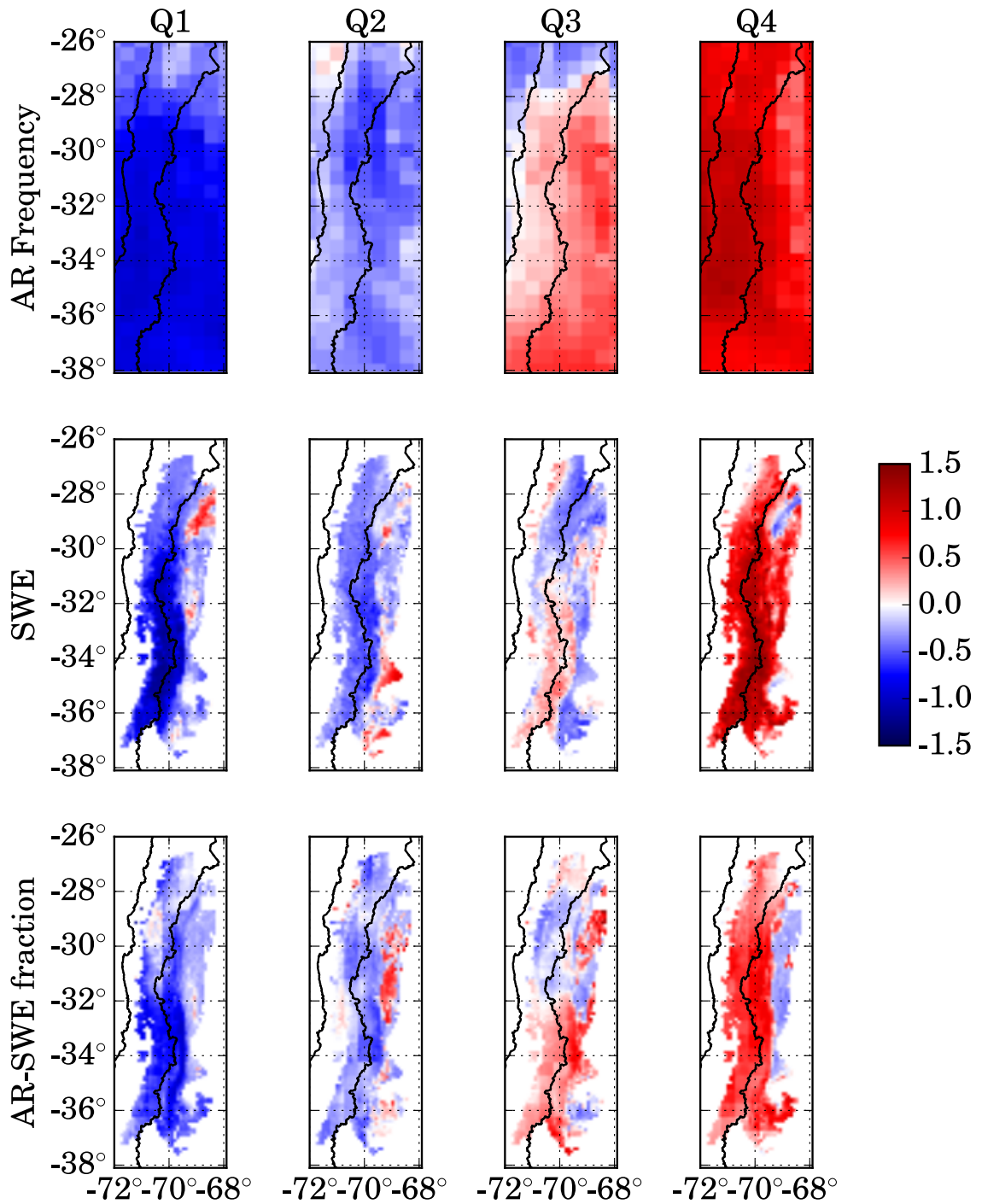


Figura 4.4: Hacia la derecha, los años ordenados entre los cuartiles de menor a mayor acumulación de nieve en todo el dominio. El panel superior, medio e inferior muestran las anomalías estandarizadas de frecuencia AR, Acumulación anual y proporción de nieve acumulada producto de AR

4.1.4. Contribución de AR a eventos extremos

Otra característica importante y ya mencionada por Viale & Nuñez (2011), cuenta que un pequeño número de eventos (4 o 5 por ejemplo), contribuyen la mayor parte de la nieve anual. Para cuantificar este hecho se han seleccionado los días de acumulación de nieve más alta según percentiles (Figura 4.5), y se ha cuantificado la cantidad de días asociados a AR. Se obtiene entonces que para los días de acumulación sobre el percentil 75^{avo} el 42 % de los días son atribuibles a AR. Así a medida que los eventos se van haciendo más intensos la importancia de los AR se hace aún mayor, alcanzando un 60 % cuando se analiza el 2 % de los eventos más intensos. Por otra parte, cuando se analiza en norte del dominio, donde generalmente el aporte AR es menor, se tiene que para los eventos más intensos el aporte AR puede alcanzar el 100 %, es decir eventos de cierta magnitud solo serían posibles a causa de los AR.

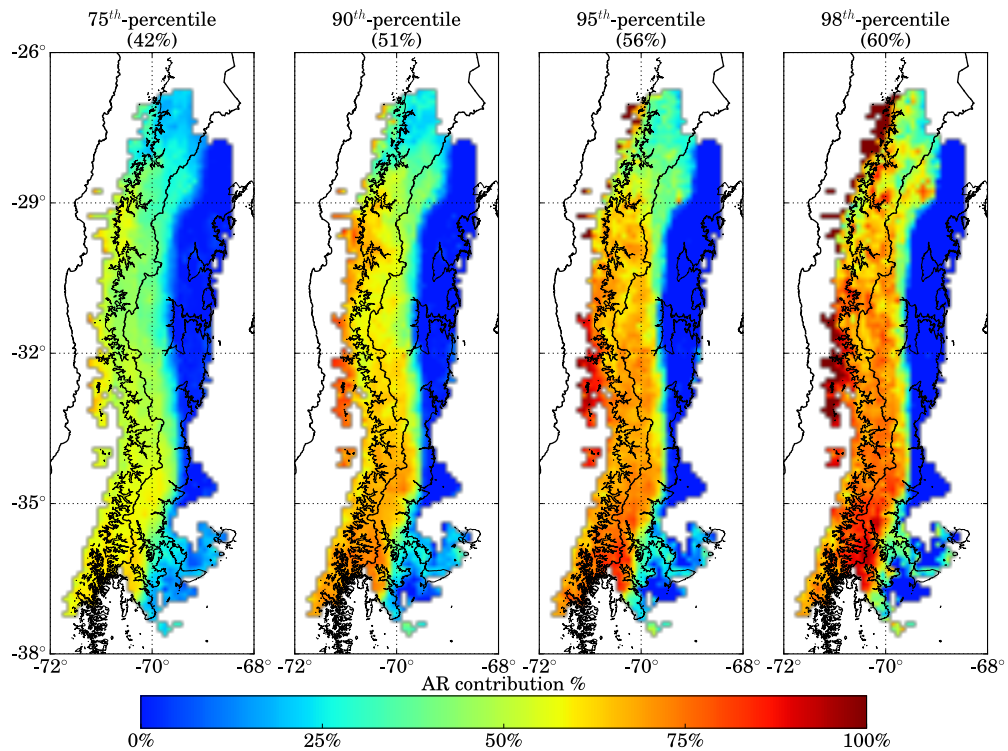


Figura 4.5: Número de días de acumulación vinculados a AR para evento sobre los percentiles 50 %, 75 %, 95 % y 98 % (de izquierda a derecha).

4.2. Análisis evento 2006

Los días 7-8 de junio ocurrió uno de los AR más fuertes del catálogo utilizado. Este evento produjo grandes volúmenes de precipitación en todo Chile Central, generando

inundaciones y cuantiosos daños para la región. En la ciudad de Santiago se reportaron 58 mm en 12 horas, lo que equivale a un quinto de la precipitación anual media Viale et al. (2013). En dicho estudio, mediante modelación climática, se corroboró la importancia del factor orográfico en dicho evento, el cual presenta una isoterma 0° a aproximadamente 3000 m. La figura 4.6 muestra el valor del total de vapor de agua de la columna de aire (IWV) capturado por imágenes satelitales SSMI del día del evento. Se observa la presencia de un AR que abarca desde los 160°W de longitud hasta la costa de Chile.

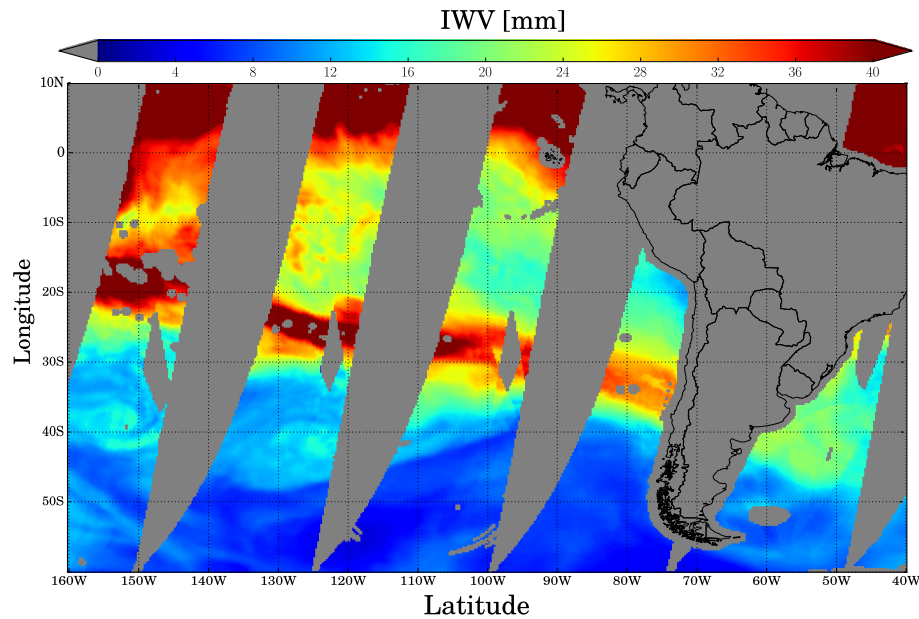


Figura 4.6: Evento del 7-8 de junio de 2006 asociado a intensas precipitaciones en Chile producto de la llegada de un AR.

Se ha analizado con las bases de datos de AR y SWE el evento. Para dicho propósito se integra el total de IVT asociado al AR durante los días 8 y 9 de junio de 2006. Lo mismo se hace para la acumulación de nieve de ambos días. La figura 4.7 muestra el total de IVT del evento en dichos días, la nieve acumulada y la relación de esta última con el total de nieve acumulada en el año 2006. Se observa congruencia en la zona de acumulación de nieve que va desde los $\sim 29^{\circ}$ hacia el sur, mientras que el IVT del AR se presenta en la cordillera desde los $\sim 30^{\circ}$ hacia el sur. El evento concentra la mayor parte de la nieve en el sur del dominio, solidario al IVT del AR, y en zonas bajas a barlovento representa una importante fracción de nieve dado que es menos frecuente la precipitación sólida. Es importante notar que, si bien la mayor parte de la nieve se atribuye al AR (según la metodología expuesta en Anexo A), existe una zona al norte de 30° aproximadamente donde la nieve acumulada está fuera del dominio del AR. Se puede constatar de la figura 4.6 que la fuente de humedad proviene del AR, por lo tanto, se evidencia una subestimación del aporte AR a la acumulación de nieve en este evento y una posible subestimación sistemática de la contribución AR. En el caso analizado es particularmente importante la cantidad de nieve no atribuida a AR en la zona baja a barlovento del sector al norte de los 30°S , representando en algunos puntos más del

30% de la nieve acumulada en dicho año.

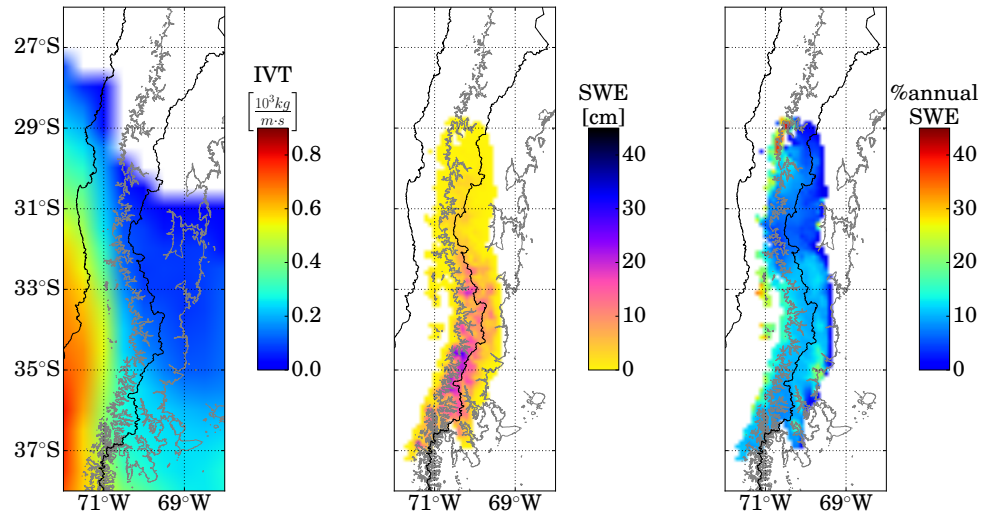


Figura 4.7: Análisis evento ocurrido el 08 de junio de 2006. El panel a la izquierda muestra la suma del IVT asociado al AR, el panel central muestra la nieve acumulada y el panel a la derecha muestra la fracción de nieve acumulada con respecto a la del mismo año.

4.3. Correlación anual entre la ocurrencia de ríos atmosféricos y la acumulación máxima de nieve

Se han analizado la influencia de los ríos atmosféricos a nivel de cuenca, estas cuencas son las utilizadas en la generación del reanálisis de SWE de Cortés & Margulis (2017); Cortés et al. (2014) y están incluidas las cuencas de cabecera más relevantes a nivel económico de los países Chile y Argentina (Figura 4.8).

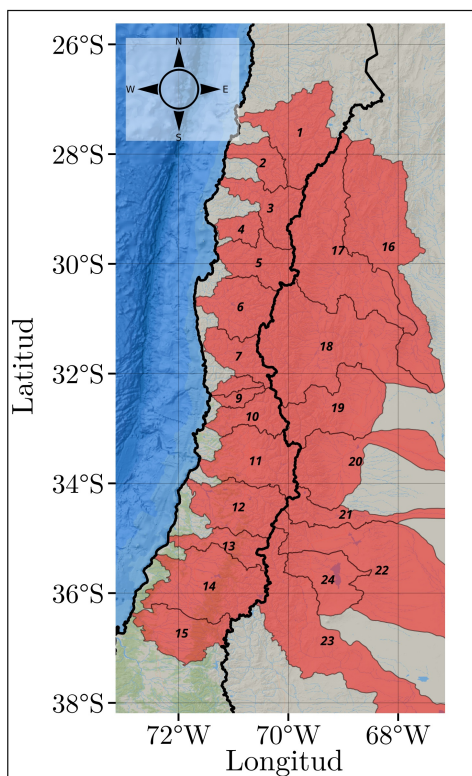


Figura 4.8: Cuenclas analizadas obtenidas de (Cortés & Margulis, 2017).

Se ha calculado el valor máximo anual de SWE de cada cuenca y se ha correlacionado con la cantidad de días AR y la cantidad promedio de IVT de los AR para cada invierno (abril-septiembre) de cada año. De esta forma se estima la capacidad predictiva que se posee al conocer las métricas AR cada año en el periodo invernal, lo que a la vez da cuenta del volumen de deshielo que escurriría en el verano siguiente. Se observa una correlación superior en las cuencas de Chile (ID 1 a 13, ver tabla 4.1) que es menor en las 2 cuencas más al norte y se mantiene en la mayoría de los casos sobre 0,7. En las cuencas a sotavento las correlaciones son menores e incluso negativas para la cuenca del río Vinchina-Bermejo, pero en general en la zona centro sur son superiores a 0,6. Se observa además que para las cuencas del norte hay mayor correlación cuando se utiliza el IVT-AR medio y para las cuencas del sur hay mayor correlación cuando se utiliza la frecuencia AR. Lo anterior se puede explicar dado que el número de AR en el norte es considerablemente menor, por lo tanto, la intensidad de cada AR toma mayor relevancia.

Se agrega a esta información el porcentaje de nieve acumulada media anual de cada cuenca para el periodo analizada en este estudio. La contribución de los AR a la acumulación de nieve para las cuencas centro sur del dominio a barlovento se mantienen sobre el 50 %, mientras que las cuencas al norte poseen una contribución menor. Para las cuencas a sotavento la contribución es en general menor, sin embargo, en la zona sur la contribución aumenta por sobre el 50 % debido la mayor capacidad de AR de cruzar la cordillera, al ser esta última de menor elevación en dicha zona. En la cuenca del río

Vincchina hay una situación particular, ya que las correlaciones son negativas, no obstante, la contribución de los AR es mayor al 50 %. Si bien el número de ríos atmosféricos en dicha zona es muy bajo, lo que podría ser causal de que las correlaciones no sean estadísticamente significativas, los AR son de alta importancia en la acumulación total de nieve. Esta zona, que anualmente acumula muy poca nieve, está influenciada por el fenómeno meteorológico invierno altiplánico, donde las precipitaciones ocurren en los meses de verano (no considerados en las correlaciones). A diferencia de las correlaciones, la contribución AR fue calculada utilizando el año hidrológico completo.

Boisier et al. (2018) muestra que en la zona norte del dominio analizado las precipitaciones están concentradas en los meses de invierno en la zona baja (donde existen estaciones meteorológicas), pero al norte de los 25°S existe estaciones en altura las cuales concentran las precipitaciones en los meses de verano. Esta zona estaría al suroeste de la llamada “Diagonal árida” (Salas et al., 2016), zona de transición que separa la zona dominada por frentes fríos que vienen del sur y son detenidos por el anticiclón del pacífico, de la zona donde dominan los mecanismos de transporte de humedad desde el Amazonas. La primera zona, subtropical, presenta precipitaciones marcadamente en invierno, mientras que la segunda, tropical, presenta más precipitación en los meses de verano (Garreaud et al., 2008).

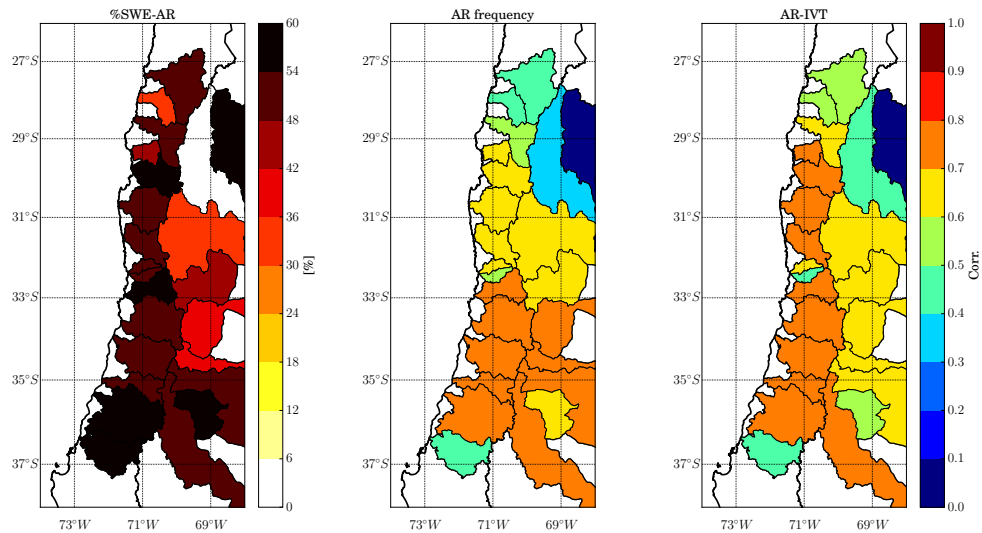


Figura 4.9: Correlaciones anuales entre la máxima cantidad de nieve acumulada anual y las métricas AR en el invierno de cada año.

ID	Cuenca	Área [$10^3 km^2$]	AR-frec. corr.	IVT-AR corr.	AR-SWE [%]
1	Rio Copiapo	18.8	0.43	0.50	53.0
2	Quebrada Totoral y Costa hasta Quebrada Carrizal	6.0	0.47	0.54	33.6
3	Río Huasco	9.9	0.58	0.70	49.1
4	Rio Los Choros	3.9	0.62	0.72	46.7
5	Rio Elqui	9.9	0.67	0.76	57.0
6	Rio Limari	11.8	0.66	0.72	50.9
7	Rio Choapa	7.7	0.67	0.71	50.6
8	Rio Petorca	2.0	0.60	0.60	52.1
9	Rio Ligua	2.0	0.50	0.49	53.4
10	Rio Aconcagua	7.4	0.73	0.75	56.0
11	Rio Maipo	15.4	0.76	0.76	51.7
12	Rio Rapel	13.7	0.77	0.75	51.8
13	Rio Mataquito	6.4	0.78	0.76	53.4
14	Rio Maule	21.1	0.74	0.72	54.5
15	Rio Itata	11.3	0.49	0.46	56.7
16	Rio Vinchina - Bermejo	35.7	-0.21	-0.17	56.1
17	Rio Jachal	34.7	0.34	0.44	2.8
18	Rio San Juan	38.8	0.62	0.62	34.6
19	Rio Mendoza	17.9	0.67	0.66	47.0
20	Rio Tunuyan	21.3	0.72	0.70	41.1
21	Rio Diamante	8.6	0.71	0.68	39.7
22	Rio Atuel	39.4	0.70	0.69	52.4
23	Rio Colorado	47.4	0.76	0.75	54.0
24	Laguna De Llanquanelo	10.6	0.61	0.60	55.7

Tabla 4.1: Área, índices de correlación anual del valor máximo SWE con la frecuencia de AR e IVT-AR y porcentaje de acumulación anual de nieve asociada a AR para las cuencas analizadas.

5. Conclusiones

Se analizó la ocurrencia de los ríos atmosféricos utilizando un catálogo basado en un reanálisis atmosférico desarrollado para la región. Los resultados de dicho catálogo fueron contrastados con datos de acumulación de nieve proveniente de un producto de reanálisis de alta resolución. Este último fue desarrollado para la cordillera de Los Andes central. De modo complementario se analizó un catálogo de AR de resolución más gruesa y menos restrictivo (basado en reanálisis NCEP), concluyendo que era más adecuado descartarlo de los análisis.

5.1. Discusión de Resultados

Se ha evidenciado una importante contribución de los ríos atmosféricos a la acumulación de nieve en todo el dominio, especialmente en invierno, donde la mayor parte de ríos atmosféricos genera acumulación de nieve. En los meses de verano existe una menor cantidad de ríos atmosféricos y la mayor parte de estos no genera eventos de precipitación sólida.

Al comparar los resultados obtenidos del reanálisis de nieve con las observaciones de Viale et al. (2018) se obtiene una gran concordancia entre los montos de nieve acumulada, así como en la contribución parcial AR. Las diferencias más importantes suceden en los últimos 3 años de análisis, donde el reanálisis de nieve muestra valores por debajo de las observaciones.

Al hacer el análisis por tipo de año, se puede concluir que en los años más secos la presencia de ríos atmosféricos es menor en todo el dominio, así como su fracción de aporte a la acumulación. A medida que los años son más húmedos, existe una mayor frecuencia de ríos atmosféricos con un gradiente positivo de norte a sur. En los años extremadamente húmedos el aumento en la frecuencia de ríos atmosféricos ocurre en todo el dominio incluso en las latitudes al extremo norte del dominio. La zona sur del dominio presenta concordancia entre la frecuencia de AR, la acumulación de nieve y la contribución relativa de los AR a la acumulación de nieve, sin embargo, en la zona norte los patrones no son tan evidentes y requieren mayor estudio.

En el análisis por evento, se concluye que una importante fracción de las tormentas extremas están dominadas por la presencia de ríos atmosféricos. El porcentaje de eventos (días de acumulación) sobre el percentil 75 % atribuibles a AR es de un 42 %, mientras que para eventos sobre el percentil 98 % es un 60 %.

Se ha encontrado en este trabajo correlaciones significativas entre la acumulación máxima de nieve y las métricas AR. Esto nos indica que conocer los eventos AR tiene un

potencial predictivo en cuanto a acumulación de nieve y en consecuencia en los caudales de deshielo de las cuencas analizadas. Esta correlación si bien es alta, estaría por debajo de los valores encontrados por Masiokas et al. (2006) al comparar el valor peak de SWE con la precipitación en Santiago.

5.2. Trabajo Futuro

Como trabajo futuro se plantea cuantificar numéricamente el aporte de la información de AR a la predicción hidrológica estacional mediante modelos estadísticos.

Un punto importante es el análisis en las cuencas del norte del dominio, donde se evidencia una discordancia entre la correlación de los ríos atmosféricos y acumulación máxima de nieve con la contribución de nieve que aportan los ríos atmosféricos.

Finalmente, se plante estudiar la implicancia de los ríos atmosféricos en el desarrollo de las sequías.

Bibliografía

- Aceituno, P. (1988). Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116(3):505–524.
- Blamey, R. C., Ramos, A. M., Trigo, R. M., Tomé, R., & Reason, C. J. C. (2018). The Influence of Atmospheric Rivers over the South Atlantic on Winter Rainfall in South Africa. *Journal of Hydrometeorology*, 19(1):127–142. doi:[10.1175/JHM-D-17-0111.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0111.1).
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cordero, R. R., Damiani, A., Gallardo, L., Garreaud, R. D., Lambert, F., Ramallo, C., Rojas, M., & Rondanelli, R. (2018). Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations. *Elem Sci Anth*, 6(1):74. doi:[10.1525/elementa.328](https://doi.org/10.1525/elementa.328).
- Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., & Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1):413–421. doi:[10.1002/2015GL067265](https://doi.org/10.1002/2015GL067265).
- Carrasco, J. F., Casassa, G., & Quintana, J. (2005). Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century / Changements de l'isotherme 0°C et de la ligne d'équilibre des neiges dans le Chili central durant le dernier quart du 20ème siècle. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6):933–948. doi:[10.1623/hysj.2005.50.6.933](https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.933).
- Casassa, G., Rivera, A., Escobar, F., Acuña, C., Carrasco, J., & Quintana, J. (2003). Snow Line Rise in Central Chile in Recent Decades and Its Correlation With Climate. *Geophysical Reseach Abstracts*, 5(250):14395.
- Cornwell, E., Molotch, N. P., & McPhee, J. (2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1):411–430. doi:[10.5194/hess-20-411-2016](https://doi.org/10.5194/hess-20-411-2016).
- Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. A. (2014). Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 141:64–78. doi:[10.1016/j.rse.2013.10.023](https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.10.023).
- Cortés, G. & Margulis, S. (2017). Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophysical Research Letters*, 44(13):6859–6867. doi:[10.1002/2017GL073826](https://doi.org/10.1002/2017GL073826).
- Dai, A. (2011). Drought under global warming: A review. *Wiley Interdisciplinary*

- Reviews: Climate Change*, 2(1):45–65. doi:[10.1002/wcc.81](https://doi.org/10.1002/wcc.81).
- Dettinger, M. D. (2006). Fifty-two years of pineapple-express storms across the West Coast of North America. *California Energy Commission PIER Energy-Related Environmental Research Report*, CEC-500-20(December 2004):15.
- Dettinger, M. D. (2013). Atmospheric Rivers as Drought Busters on the U.S. West Coast. *Journal of Hydrometeorology*, 14(6):1721–1732. doi:[10.1175/JHM-D-13-02.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-02.1).
- Dettinger, M. D., Ralph, F. M., Das, T., Neiman, P. J., & Cayan, D. R. (2011). Atmospheric Rivers, Floods and the Water Resources of California. *Water*, 3(2):445–478. doi:[10.3390/w3020445](https://doi.org/10.3390/w3020445).
- Ebisuzaki, W. & Zhang, L. (2011). Assessing the performance of the CFSR by an ensemble of analyses. págs.: 2541–2550. doi:[10.1007/s00382-011-1074-5](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1074-5).
- Eckhardt, S., Stohl, A., Wernli, H., James, P., Forster, C., & Spichtinger, N. (2004). A 15-Year Climatology of Warm Conveyor Belts. *Journal of Climate*, 17(1):218–237. doi:[10.1175/1520-0442\(2004\)017<0218:AYCOWC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0218:AYCOWC>2.0.CO;2).
- Escobar, F. & Aceituno, P. (1998). Regional study of acid hydrolases and lysosomal membrane properties in the normal human brain at various ages. *Mechanisms of ageing and development*, 4(3-4):201–13.
- Falvey, M. & Garreaud, R. (2007). Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. *Journal of Hydro-meteorology*, 8(2):171–193. doi:[10.1175/JHM562.1](https://doi.org/10.1175/JHM562.1).
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12):6307–6327. doi:[10.5194/hess-21-6307-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017).
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2008). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):180–195. doi:[10.1016/j.palaeo.2007.10.032](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032).
- Gimeno, L., Nieto, R., Vázquez, M., & Lavers, D. A. (2014). Atmospheric rivers: a mini-review. *Frontiers in Earth Science*, 2(March):1–6. doi:[10.3389/feart.2014.00002](https://doi.org/10.3389/feart.2014.00002).
- Giroto, M., Cortés, G., Margulis, S. A., & Durand, M. (2014). Examining spatial and temporal variability in snow water equivalent using a 27 year reanalysis: Kern River watershed, Sierra Nevada. *Water Resources Research*, 50(8):6713–6734. doi:[10.1002/2014WR015346](https://doi.org/10.1002/2014WR015346).
- Gorodetskaya, I. V., Tsukernik, M., Claes, K., Ralph, M. F., Neff, W. D., & Van Lipzig, N. P. M. (2014). The role of atmospheric rivers in anomalous snow ac-

- cumulation in East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 41(17):6199–6206. doi:[10.1002/2014GL060881](https://doi.org/10.1002/2014GL060881).
- Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Fetzer, E. J., & Neiman, P. J. (2010). Extreme snowfall events linked to atmospheric rivers and surface air temperature via satellite measurements. *Geophysical Research Letters*, 37(20):2–7. doi:[10.1029/2010GL044696](https://doi.org/10.1029/2010GL044696).
- Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Fetzer, E. J., & Neiman, P. J. (2013). The 2010/2011 snow season in California’s Sierra Nevada: Role of atmospheric rivers and modes of large-scale variability. *Water Resources Research*, 49(10):6731–6743. doi:[10.1002/wrcr.20537](https://doi.org/10.1002/wrcr.20537).
- Guan, B. & Waliser, D. E. (2015). Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(24):12514–12535. doi:[10.1002/2015JD024257](https://doi.org/10.1002/2015JD024257).
- Guan, B., Waliser, D. E., Molotch, N. P., Fetzer, E. J., & Neiman, P. J. (2012). Does the Madden-Julian Oscillation Influence Wintertime Atmospheric Rivers and Snowpack in the Sierra Nevada? *Monthly Weather Review*, 140(2):325–342. doi:[10.1175/MWR-D-11-00087.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00087.1).
- Higgins, R. W., Kousky, V. E., Silva, V. B. S., Becker, E., & Xie, P. (2010). Intercomparison of Daily Precipitation Statistics over the United States in Observations and in NCEP Reanalysis Products. *Journal of Climate*, 23(17):4637–4650. doi:[10.1175/2010JCLI3638.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3638.1).
- Hughes, M., Mahoney, K. M., Neiman, P. J., Moore, B. J., Alexander, M., & Ralph, F. M. (2014). The Landfall and Inland Penetration of a Flood-Producing Atmospheric River in Arizona. Part II: Sensitivity of Modeled Precipitation to Terrain Height and Atmospheric River Orientation. *Journal of Hydrometeorology*, 15(5):1954–1974. doi:[10.1175/JHM-D-13-0176.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0176.1).
- IPCC (2014). Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. *IPCC, Ginebra, Suiza*, page 157.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., & Gandin, L. (1996). The NCEP / NCAR 40-Year Reanalysis Project.
- Lavers, D. A. & Villarini, G. (2013). The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geophysical Research Letters*, 40(12):3259–3264. doi:[10.1002/grl.50636](https://doi.org/10.1002/grl.50636).
- Lavers, D. A. & Villarini, G. (2015). The contribution of atmospheric rivers to precipitation in Europe and the United States. *Journal of Hydrology*, 522:382–390. doi:[10.1016/j.jhydrol.2014.12.010](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.010).

- Lavers, D. A., Villarini, G., Allan, R. P., Wood, E. F., & Wade, A. J. (2012). The detection of atmospheric rivers in atmospheric reanalyses and their links to British winter floods and the large-scale climatic circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D20):1–13. doi:[10.1029/2012JD018027](https://doi.org/10.1029/2012JD018027).
- Liléo, S. & Petrik, O. (2011). Investigation on the use of NCEP/NCAR, MERRA and NCEP/CFSR reanalysis data in wind resource analysis. En *Eur. Wind Energy Conf. Exhib., EWEC*, págs.: 181–185.
- Margulis, S. A., Cortés, G., Giroto, M., & Durand, M. (2016). A Landsat-Era Sierra Nevada Snow Reanalysis (1985–2015). *Journal of Hydrometeorology*, 17(4):1203–1221. doi:[10.1175/JHM-D-15-0177.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0177.1).
- Margulis, S. A., Giroto, M., Cortés, G., & Durand, M. (2015). A Particle Batch Smoother Approach to Snow Water Equivalent Estimation. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4):1752–1772. doi:[10.1175/JHM-D-14-0177.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0177.1).
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., & Aravena, J. C. (2006). Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*, 19:6334–6352. doi:[10.1175/JCLI3969.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1).
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., & Mauget, S. (2010). Intra- to Multi-decadal Variations of Snowpack and Streamflow Records in the Andes of Chile and Argentina between 30° and 37°S. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3):822–831. doi:[10.1175/2010JHM1191.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1191.1).
- Mölg, T., Cullen, N. J., & Kaser, G. (2009). Solar radiation, cloudiness and longwave radiation over low-latitude glaciers: implications for mass-balance modelling. *Journal of Glaciology*, 55(190):292–302. doi:[10.3189/002214309788608822](https://doi.org/10.3189/002214309788608822).
- Montecinos, A. & Aceituno, P. (2003). Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate*, 16(2):281–296. doi:[10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2).
- MOP (2012). Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características glaciológicas de los glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte. *Centro de estudios científicos, MOP*, (63):240.
- Newell, R. E., Newell, N. E., Zhu, Y., & Scott, C. (1992). Tropospheric rivers? - A pilot study. *Geophysical Research Letters*, 19(24):2401–2404. doi:[10.1029/92GL02916](https://doi.org/10.1029/92GL02916).
- Nicholson, L., Marín, J., Lopez, D., Rabatel, A., Bown, F., & Rivera, A. (2009). Glacier inventory of the upper Huasco valley, Norte Chico, Chile: Glacier characteristics, glacier change and comparison with central Chile. *Annals of Glaciology*, 50(53):111–118. doi:[10.3189/172756410790595787](https://doi.org/10.3189/172756410790595787).
- Painter, T. H., Dozier, J., Roberts, D. A., Davis, R. E., & Green, R. O. (2003). Retrieval

- of subpixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, 85(1):64–77. doi:[10.1016/S0034-4257\(02\)00187-6](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00187-6).
- Prieto, M. R., Doussel, L., Gimeno, L., & Ribera, P. (2001). Interannual oscillations and trend of snow occurrence in the Andes region since 1885. *Australian Meteorological Magazine*, 50(2):164–168.
- Quintana, J. M. & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30–43° S. *Atmósfera*, 25(3450):1–22.
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., & Wick, G. A. (2004). Satellite and CALJET Aircraft Observations of Atmospheric Rivers over the Eastern North Pacific Ocean during the Winter of 1997/98. *Monthly Weather Review*, 132(7):1721–1745. doi:[10.1175/1520-0493\(2004\)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2).
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J., & Dowdeswell, J. A. (2007). Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59(1-4):126–137. doi:[10.1016/j.gloplacha.2006.11.037](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.037).
- Rivera, A., Bown, F., Acuña, C., & Ordenes, F. (2008). I ghiacciai del Cile come indicatori dei cambiamenti climatici. *Terra Glacialis*, 11:193–207. doi:[10.2307/1796848](https://doi.org/10.2307/1796848).
- Rutz, J. J., Steenburgh, W. J., & Ralph, F. M. (2014). Climatological Characteristics of Atmospheric Rivers and Their Inland Penetration over the Western United States. *Monthly Weather Review*, 142(2):905–921. doi:[10.1175/MWR-D-13-00168.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00168.1).
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H.-y., Juang, H.-M. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G., & Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8):1015–1058. doi:[10.1175/2010BAMS3001.1](https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1).
- Salas, I., Herrera, C., Luque, J., Delgado, J., Urrutia, J., & Jordan, T. (2016). Recent climatic events controlling the hydrological and the aquifer dynamics at arid areas: The case of Huasco River watershed, northern Chile. *Science of The Total Environment*, 571:178–194. doi:[10.1016/j.scitotenv.2016.07.132](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.132).
- Viale, M. & Garreaud, R. (2015). Journal of Geophysical Research : Atmospheres. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, págs.: 1–13. doi:[10.1002/2014JD023014](https://doi.org/10.1002/2014JD023014).Received.
- Viale, M., Houze, R. A., & Rasmussen, K. L. (2013). Upstream Orographic Enhancement of a Narrow Cold-Frontal Rainband Approaching the Andes. *Monthly Weather*

- Review*, 141(5):1708–1730. doi:[10.1175/MWR-D-12-00138.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00138.1).
- Viale, M. & Nuñez, M. N. (2011). Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical central Andes and associated synoptic and regional characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 12(4):481–507. doi:[10.1175/2010JHM1284.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1284.1).
- Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R. D., & Ralph, F. M. (2018). Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America. *Journal of Hydrometeorology*, 19(10):1671–1687. doi:[10.1175/JHM-D-18-0006.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0006.1).
- Weaver, S. J., Wang, W., Chen, M., & Kumar, A. (2011). Representation of MJO Variability in the NCEP Climate Forecast System. *Journal of Climate*, 24(17):4676–4694. doi:[10.1175/2011JCLI4188.1](https://doi.org/10.1175/2011JCLI4188.1).
- Zhu, Y. & Newell, R. E. (1998). A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers. *Monthly Weather Review*, 126(3):725–735. doi:[10.1175/1520-0493\(1998\)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2).

Anexos

A. Borrador Artículo para la revista Frontiers

Atmospheric Rivers contribute with >50% of southern Andean snow accumulation

Felipe Saavedra^{1,*}, Gonzalo Cortes², Maximiliano Viale³, Steven Margulis²,
Pablo Mendoza^{1,4} and James McPhee^{1,4}

¹*Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Santiago, Chile*

²*Civil and Environmental Engineering Department, University of California Los Angeles, California, United States*

³*Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, Mendoza, Argentina*

⁴*Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.*

Correspondence*:

Avda. Tupper 2007, Edificio AMTC, Santiago 651-3027, Chile
fesaaved@uchile.cl

ABSTRACT

We quantify the contribution of atmospheric rivers (ARs) to snow accumulation in the Andes Cordillera between latitudes 26.5° and 37.5°S. We use an AR classification dataset specially developed for this region and based on the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). AR metrics, including frequency and magnitude, are related to snow water equivalent estimates from 0.01 × 0.01° resolution snow reanalysis dataset that spans the 1984-2014 period. Results show that AR events explain approximately 50% of the annual snow accumulation over the study area. AR snowfall events are 2.5 times more intense than no AR events and, due to the rain shadow effect, windward AR snowfall intensity is about 3.4 times larger than leeward AR snowfall. We also analyze teleconnections with El Niño Southern Oscillation (ENSO), finding a reduction in AR frequency across the domain during La Niña episodes and, consequently, a lower contribution to snow accumulation. Conversely, weak El Niño episodes show an increase in AR events frequency, and consequently more snowfall. For moderate to strong El Niño episodes, an increase in landfalling AR frequency from north to south is found.

Keywords: Atmospheric Rivers, Andes Cordillera, Snow accumulation, ENSO

1 INTRODUCTION

Snowmelt in the extratropical Andes Cordillera (25° - 38° S) is the primary source of surface runoff during spring and summer months, having important implications for water supply and local economy. Since 1970, there has been an increase in the snow line elevation in this region, with the consequent decrease in the snow-covered area (Carrasco et al., 2005; Casassa et al., 2003). Actually, during the 2010-2015 period, a 30% snow deficit was reported (Garreaud et al., 2017), this period corresponds to the so-called Andean megadrought period (CR2, 2015; Boisier et al., 2016), which has not ended yet.

The accumulation of snow is usually produced by midlatitudes cold frontal systems that come from the Pacific Ocean, mostly during winter (Escobar and Aceituno, 1998). When cold fronts make landfall, the orographic effects of the Andes strongly enhance and reduce precipitation to the west and east of the continental divide, respectively (e.g., Falvey and Garreaud (2007); Viale et al. (2013)). In addition, the strongest snowfall events are usually related to intense water vapor transport from the Pacific Ocean in the pre-cold-front environment of cold frontal systems, which would have the form of atmospheric rivers (ARs) (Viale and Nuñez, 2011).

ARs are narrow and elongated streams of intense water vapor that play an important role in the global water cycle and the local hydroclimate. In fact they account for 84-88% of the total meridional Integrated Vapor Transport (IVT), covering 10% of Earth's circumference at midlatitudes (Guan and Waliser, 2015; Zhu and Newell, 1998). In California and Europe, a contribution of 20-50% to annual precipitation and runoff has been estimated (e.g., Dettinger et al. (2011); Lavers and Villarini (2015)). On the other hand, ARs are responsible for floods, extreme winds and related damages over the western U.S. and Europe (Ralph et al., 2006; Leung and Qian, 2009; Neiman et al., 2011, 2013; Dettinger et al., 2011; Lavers et al., 2011, 2012). Recent studies report that ARs have played a critical role at the end of droughts on the coast of the Western United States (Dettinger, 2013).

On the west coast of South America, the recent work of Viale et al. (2018) introduced a climatology of landfalling ARs and evaluate their impacts on precipitation. Landfalling ARs are most frequent between 38° and 50°S, averaging 35-40 days/year, and decrease rapidly to the north with just 10 AR days/year at 31°S. AR contributions to annual precipitation in subtropical Chile (38°S-32°S) is estimated to be 50%-65%; and median daily and hourly AR-related precipitation is 2-3 times larger than that of other storms. To the north of 32°S, such contribution reduces to <8% at the windward side (Pacific-draining), while at the eastern side (leeward side) of the Andes ARs are infrequent, contributing less than 15% to annual precipitation.

Precipitation in Chile Central is strongly influenced by ENSO phases, where more extreme events occur during El Niño (warm) and fewer during La Niña (cold) conditions (Escobar and Aceituno, 1998; Montecinos and Aceituno, 2003; Grimm and Tedeschi, 2009; Quintana and Aceituno, 2012). Some authors report that ENSO is an important driving mechanism of snowpack year to year variations (Escobar and Aceituno, 1998; Rutllant and Fuenzalida, 1991; Masiokas et al., 2010), ENSO explains the 25% of peak SWE variability (Cortés et al., 2016) with only significant correlations between peak SWE and ENSO phase in El Niño phase (Cortés and Margulis, 2017). In the western US coast, AR precipitation is modulated by El Niño Southern Oscillation (ENSO), Madden-Julian Oscillation (MJO), Arctic Oscillation (AO) and Pacific/North American (PNA) teleconnection. In South America, ENSO and MJO modulation has been reported (Guan and Waliser, 2015). In addition, combinations of MJO and the quasi-biennial oscillation (QBO) provide sub-seasonal predictive skill for anomalous AR activity in the west coast of North America (Mundhenk et al., 2018; Baggett et al., 2017).

Past studies suggest that the considerable effect of ARs in precipitation is transferred to snowpack. For example, over the Sierra Nevada, California, Guan et al. (2013) reported that the high volume of snowpack accumulated during the 2010/2011 winter season was related to a positive anomaly in the number of AR events during that season. In addition, AR events contributed 30–40% of snow water equivalent (SWE) accumulation in most years for the region, with the contribution dominated by just one or two extreme events (Guan et al., 2010). In Antarctica, four and five ARs reaching the coastal Dronning Maud Land contributed 74–80% of the outstanding ice sheet surface mass balance during 2009 and 2011 (Gorodetskaya et al., 2014). By using only six snow measurement sites in the central Andes (30°S–35°S), Viale et al. (2018) reported that ARs contribute between 43–55% of observed snow accumulation between 2001 and 2015. However, none of these studies has analyzed in whole Andes subtropical the influence of AR on snow accumulation and the spatiotemporal patterns of these phenomena.

In this paper, a high-resolution snow data set for the Andes is compared with an AR catalog to determine the importance of ARs in snow accumulation and melting. Due to scarce measurements across study domain, the use of snow reanalysis provides an opportunity for improved understanding of the influence of AR on the spatial patterns of snow accumulation. Given the important effect of ENSO on snowpack accumulation (Cortés and Margulis, 2017), the effects of AR events on the spatiotemporal variability of SWE during different ENSO phases are also analyzed.

2 GEOGRAPHICAL SETTINGS, DATA AND METHODS

2.1 Study domain

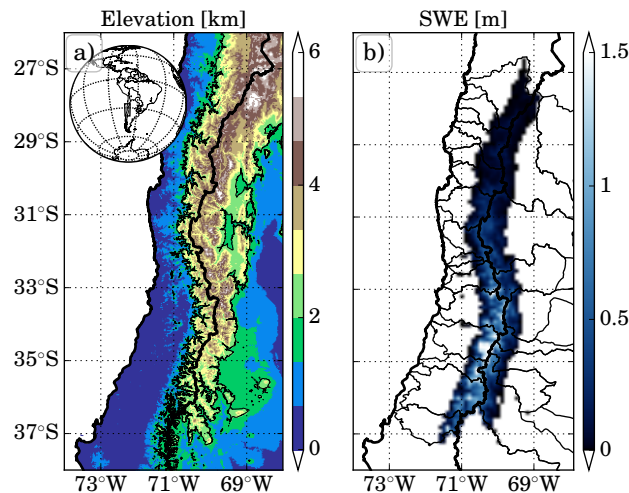


Figure 1. Study domain elevation (a) and Climatology of peak SWE (b). Black lines show coast line and peak Andes; in panel (a) the 2000 masl. elevation contour, in panel (b) basins of the SWE reanalysis domain (Cortés et al., 2014)

Our study domain extends from 26.5°S to 37.5°S (Figure 1), 72°W to 68°W, spanning the extratropical Andes region and including the headwaters of 15 watersheds in Chile and nine in Argentina. These

mountain catchments supply water for highly populated cities and important agricultural and industrial areas in both countries. Over this region, the Andes crest height varies from 5300 to 2300 m.a.s.l. from north to south, while the Andes width is less than 200 km at subtropical latitudes and increases farther south up to about 400 km, forming an elevated plateau. There is a climatic gradient, from arid in the north towards more humid conditions at southern latitudes (Boisier et al., 2018). Mean annual precipitation along the Andes windward foothills increases from 300–500 mm at subtropical latitudes to >2000 mm to the south of 40°S. Annual precipitation increases from the Pacific coast to the windward slopes by a factor of 1.8 +/- 0.3 (Viale and Garreaud, 2015). Toward the east of the crest, precipitation amounts are considerably reduced due to the rain shadow effect, which is greater between 32°–34.5°S than between 35°–36.5°S, probably due to more baroclinic activity and lower crest altitude (Viale and Nuñez, 2011).

2.2 Data

We use an AR catalog based on the IVT variable and a new AR detection algorithm for the South American region (Viale et al., 2018). The IVT variable is derived from the CFSR (Saha et al., 2010) reanalysis gridded dataset, which has an 0.5° horizontal resolution, 6-hour timestep and a temporal span from 1979 to present. This reanalysis is the product of a coupled ocean–atmosphere–land system at a higher spatial resolution. The algorithm detects a landfalling atmospheric river when a long and narrow plume of intense IVT values make landfall, associated to a cold front. The IVT values within the plume must be greater than the 85th monthly percentile values in each grid cell, and the length and width of the plume larger than 2000 km and shorter than 1000 km, respectively. Further details in the AR detection methods are provided in Viale et al. (2018).

We use the Andean SWE Reanalysis (ASR) dataset derived by Cortés and Margulis (2017); Cortés et al. (2014). The dataset is generated under particle batch smoother assimilation framework (Margulis et al., 2015). The land surface model (LSM) SSiB3 and a depletion curve model (DCM) were used to obtain prior estimates of SWE and fSCA respectively. Meteorological fields from the Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) reanalysis were downscaled (most of them) with in situ observations and used as input of the LSM and DCM. Forward results were obtained assimilating fSCA data previously obtained from a spectral unmixing algorithm based on Landsat imagery (Cortés et al., 2014). Further details in ASR methodology can be consulted in Margulis et al. (2016); Cortés et al. (2016).

The ASR has a 0.001° spatial resolution and daily data from April 1984 to March 2015. We estimate yearly peak SWE values as the maximum annual SWE value per pixel, in order to calculate annual correlations with atmospheric river metrics. In addition, we use maximum SWE annual values from 10 snowpack stations (Figure 1) to compute annual correlations with AR metrics. This information was obtained from the Chilean national water agency (DGA). Daily accumulation from SWE reanalysis was calculated by subtracting the SWE values of the previous day for each cell, keeping only positive values. This assumption neglects the effects of daily snow gravitational and wind transport between pixels.

2.3 AR-SWE analysis

Daily snow accumulation was related to the presence of an AR by comparing the AR catalog and the SWE dataset. Since both products have different grid and time spacing, the AR catalog was interpolated through the nearest point method to the 0.1° grid spacing of the SWE product.

We estimate the daily AR contribution to SWE accumulation for the period 1984–2014 (April–March). A snowfall day was counted as AR-related if AR conditions were present at any grid cell on any of the four 6-hour times of that day. The snowfall in the day before and after were also related to the AR, following a

similar methodology to that used by Guan et al. (2010); Viale et al. (2018); Huning et al. (2017, 2019) to account lead- and lag-time response between AR conditions and the measurement of snow assimilated by the SWE reanalysis.

In order to explore spatial patterns, three different representations of AR contribution to snow accumulation were calculated, the entire domain, latitudinal 0.1° resolution bands, and $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ resolution pixels. In addition results were aggregated at both sides of the Andes crest for a comparative analysis, windward and leeward sides are separated by the maximum elevation of a 0.1° aggregated topography.

Finally, we analyzed ENSO teleconnections classifying the different phases based on the Oceanic Niño Index (ONI). An ENSO phase was defined when a minimum of 5 consecutive overlapping seasons are above/below $\pm 0.5^\circ \text{C}$. For months between April and October (including AMJ, MJJ, JJA and JAS values), if a value is over 1°C this year is defined as Moderate to Strong El Niño (MSE), between 0.5°C and 1°C Weak El Niño (WE), between -0.5°C and -1°C Weak La Niña (WL) and less than -1°C Moderate to Strong La Niña (MSL).

3 RESULTS

3.1 AR contribution to snow

AR activity was linked to snow accumulation in each grid cell for winter (April to September), summer (October to March) and the entire water year (Figure 2g-i). AR activity in the whole domain mostly occurs during winter and increases from north to south during both winter and summer seasons (Figs. 2a-c). Due to orographic effects of the Andes, AR are more frequent and contribute more to snow accumulation on the windward side than on the leeward side of the Andes, since air masses ascend losing water vapor as snow before crossing the crest of the barrier. According to AR frequency pattern, annual snow accumulation increase from north to south and maximum values are found near the crest (Fig 2f). Standardized snow accumulation anomalies were computed for the summer (winter) season as the difference between mean summer (winter) snow accumulation and mean seasonal series, divided by the standard deviation of the seasonal series (Figs 2d, e). Similarly to AR frequency, snow accumulation mostly occurs in winter, with a positive gradient from north to south, and more snow accumulated on the windward side. An opposite pattern is found north of 30°S , where the leeward side of the crest is influenced by summer tropical humidity transport from Amazonas (Garreaud et al., 2008; Salas et al., 2016; Boisier et al., 2018).

The relative contribution of AR to snow accumulation is estimated to be 51% over the entire domain, similar to the results of Viale et al. (2018), who estimated a 43%-55% of snow accumulation linked to ARs using snow pillows located between 30°S and 36°S . Results are also comparable with those in the Sierra Nevada; Huning et al. (2017, 2019) obtained 52-62% using a similar methodology, whereas Guan et al. (2013) found a lower contribution of 37%. During winter, AR plays an important role in the whole domain, whereas the contribution during summer is $>30\%$ south of 30.5°S according to AR activity displacement. In summer, AR contribution occurs mostly at the windward side, since precipitable water is blocked by the Andes barrier.

Figure 3 shows the spatial patterns of snow accumulation and the contribution of ARs to snowpacks on different sides of the Andes. For this analysis the domain was divided into four latitudinal bands from north to south, every 2.5° of latitude from 27.5°S to 37.5°S . It was found a decrease in the AR relative contribution with latitude at both sides of the Andes with Pearson correlation values of 0.83 and 0.6 for windward and leeward side respectively (Fig. 3a). This gradient coincides with a decrease in the peak

Andes elevation and increased AR activity. AR relative contribution pearson correlation with Andes peak is also statistically significant with values of -0.67 and -0.48 for the windward and leeward side.

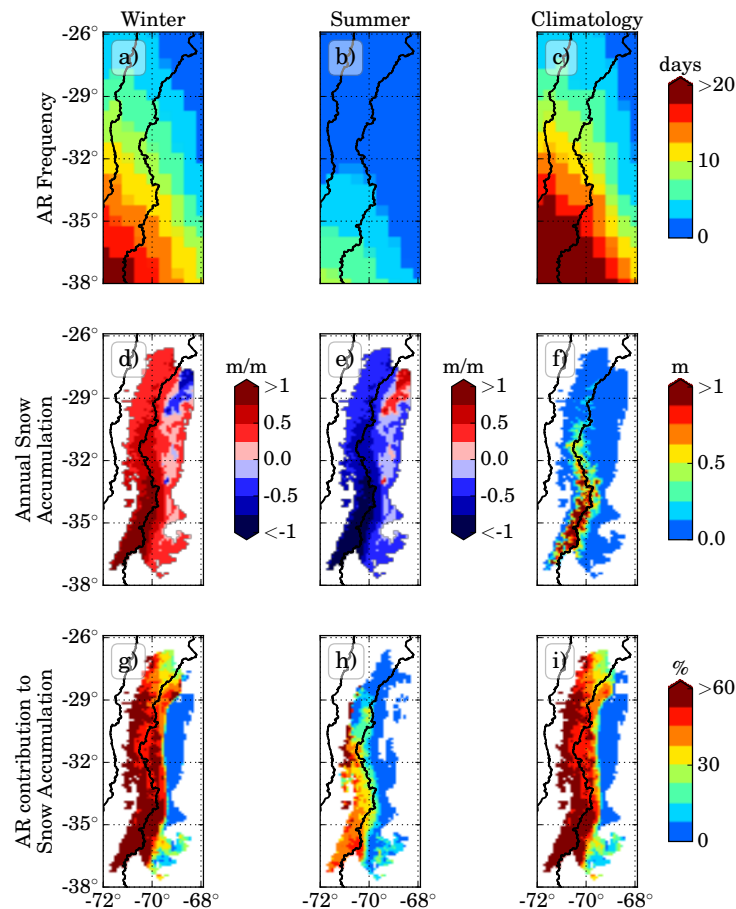


Figure 2. Winter (April-September), summer (October-March) and annual AR frequency (a, b, c). Winter (d), summer (e) seasonal total annual snow accumulation anomaly and mean annual snow accumulation (f). Winter, summer and climatology AR contribution to Snow accumulation (g, h, i). Black lines show Andes peak and coast line.

In the windward side, the AR contribution at each grid cell decreases with altitude according to water vapor loss (Figs. 3b1-b4). We computed a least-squares regression between AR relative contribution and elevation for each subzone. Absolute slope progressively reduces from 6.87 (Fig 3 b1) %/km on the

northern subzone to 0.58%/km in the southern zone (Fig 3 b4), where AR contribution is about 60% everywhere, regardless of terrain elevation (nonsignificant $r=0.05$). In the leeward side, there is a scattered contribution-elevation pattern. Besides, in many cells, the AR contribution is 0 due to the impossibility of AR to reach them. Cross-barrier plots for different latitudinal bands (Figure 3c1-c4) illustrate the strong rain shadow effect of the Andes on the AR snow accumulation, being 4.4 times greater on the windward side than the leeward side. This rain shadow effect reduces from north to south likely due to the decreased Andes elevation, which facilitates more snow overpassing the Andes. Another interesting feature may be also related with the Andes elevation reducing southward is the longitudinal distance between the peak snow accumulation and the crest of the Andes decrease from 1° ($\sim 100\text{km}$) on the northern zone to $\sim 0^\circ$ on the southern zone, where AR can more easily cross the crest.

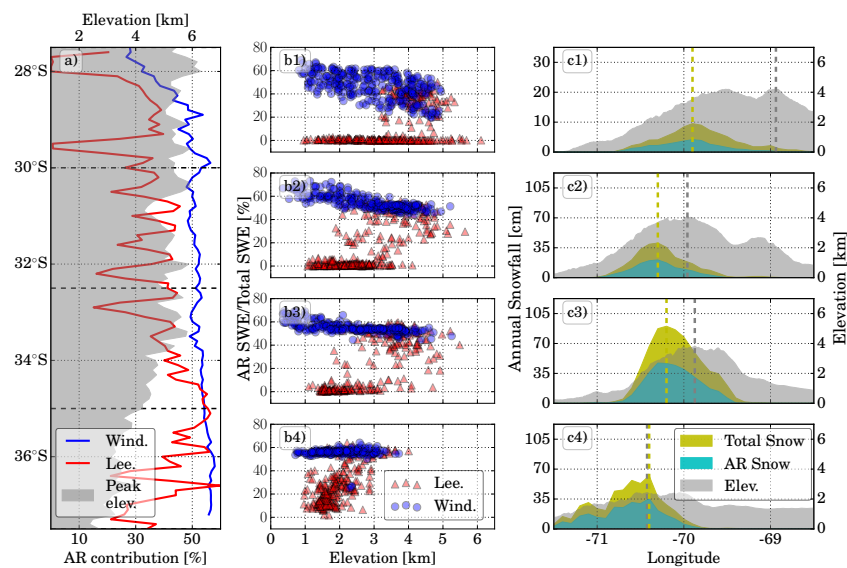


Figure 3. AR contribution to snow accumulation at windward (blue line) and leeward (red line) side, peak Andes elevation in gray and subzones limits as dotted black lines (a). AR contribution at windward (blue circles) and leeward (red triangles) side vs elevation per subzone (b1-b4). Total (yellow) and AR (green) annual snow accumulation in each subzone (c1-c4), peak snow accumulation and elevation are shown as dotted lines in yellow and brown respectively.

To evaluate the snowfall intensity under AR conditions, mean daily snow accumulation per pixel was computed using only days with $\Delta\text{SWE} > 0$ for AR and no-AR events (Figure 4). Domain-averaged snowfall intensity during AR events is 8.1 mm/d, which is 2.5 times more intense than snowfall intensity during no-AR events. The highest snowfall intensities are observed just upwind of the crest during AR storms (Fig. 4a). At both sides of the crest there is an increase in storm intensity from north to south reaching the maximum value around -34.5°S latitude. However, the Windward/Leeward ratio for mean snowfall intensity is 3.4 for AR events and 2.9 for no-AR events, indicating that reduced snowfall intensity on the lee side remains similar regardless the presence of AR. Increase in snowfall intensity due to AR is comparable with the results obtained for the Sierra Nevada, California, where AR snowfall events are 2-4 times more intense than no AR events (Guan et al., 2010; Neiman et al., 2008).

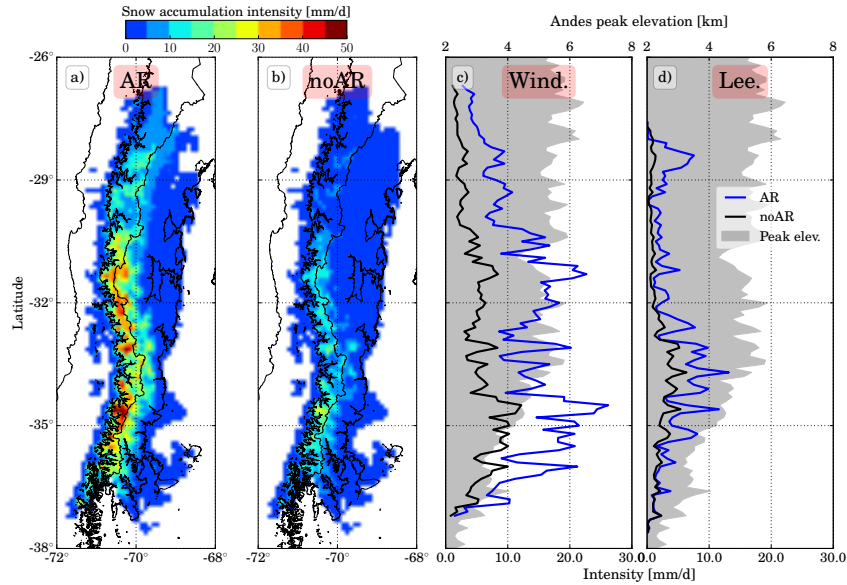


Figure 4. Mean daily snowfall intensity for AR events and no AR events per pixel (a, b) and per 0.1° latitudinal bands at windward side (c) and leeward side (d) of Andes peak. In a) and b) panels black lines show coast line, Andes peak and 2000 m.a.s.l. contour. In c and d Andes peak elevation is shown in gray.

3.2 Interannual variability and ENSO teleconnections

We contrast annual peak SWE standardized anomalies for the region with standardized AR annual metrics: ARs frequency (number of AR-6h time steps) and AR IVT transport (total IVT of AR-6h time steps) for the winter season (April to September) (Figure 5). We obtain Pearson correlation coefficients of 0.73 for both AR metrics in the whole domain and spearman rank-order correlation coefficients of 0.78-0.79 for AR frequency and IVT respectively.

Annual AR-SWE fraction (AR-SWEf) anomalies are also presented in the figure. In the 10 driest years only 2 of them present positive AR-SWE fraction anomalies, on the other hand, 8 of the 10 wettest years present positive AR-SWE fraction anomalies. This result reveals that AR contribution and annual peak SWE are positively correlated ($r=0.56$) and for dry years snowfall becomes from other mechanisms.

We calculated correlations for peak SWE with AR metrics for each cell (Figure 5 b and c) showing values >0.5 near the crest in the whole domain. Moreover, we calculated annual correlation values using peak SWE measured at snow pillow sites with seven or more years of data and AR metrics, mean correlation values northern 36°S parallel are 0.67 and 0.7 for AR frequency and IVT respectively and southern this zone correlations decrease abruptly. Results for latitudinal bands at the windward and leeward sides of the crest (Figure 5 d) indicate greater correlations at the windward side and an increase from north to south. At the north of the 36°S parallel the mean AR-IVT is more ($r=0.68$ and 0.57 for windward and leeward side of the crest) correlated to peak SWE than AR frequency ($r=0.64$ and 0.53), indicating the importance of the IVT of AR where there is low AR activity. Southern this zone correlation declines solidarily with snow pillows correlations.

These results evidence the capability of estimate peak SWE based on AR metrics, which can be used to perform seasonal streamflow forecast in the region since headwater basins streamflow is strongly correlated to SWE (Masiokas et al., 2006; Cortés et al., 2016).

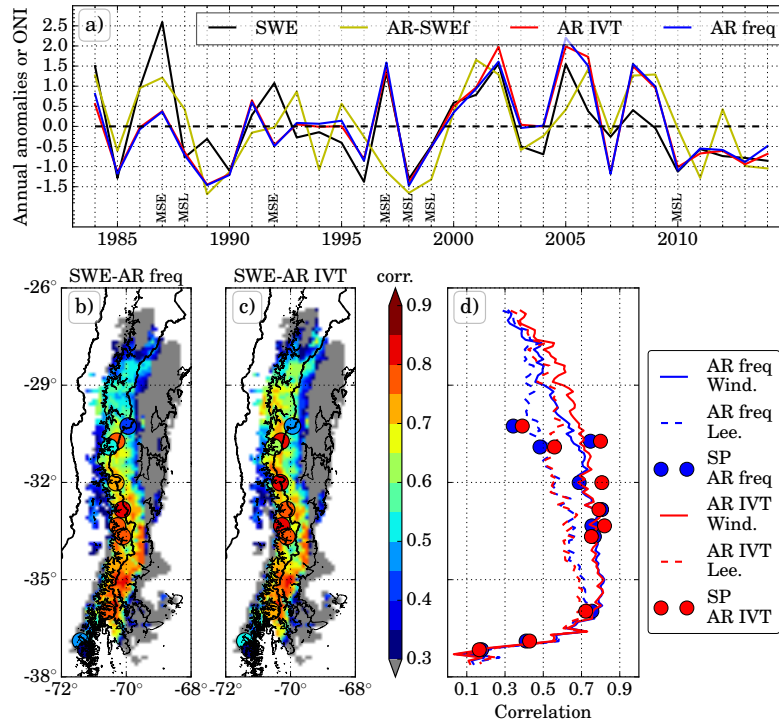


Figure 5. Time series of standardized anomalies of regional peak SWE, AR metrics, mean April–September ONI index and AR-SWE fraction (a). Correlation between annual peak SWE and AR frequency (b) and total IVT AR (c) for each pixel and for latitudinal bands at windward and leeward side of Andes peak elevation (d). Snow pillows (SP) are shown by the circles. Black lines in panels b and c show the 2000 masl. elevation contour, coastline and peak Andes.

Finally, we analyze few case study years, 2 (3) of the four strongest SWE positive (negative) anomaly peaks occur during El Niño (La Niña) year, all of them present a coherent AR IVT pattern. We compute AR frequency, snow accumulation and AR relative contribution standardized anomalies for different ENSO phases over the entire domain (Figure 6). La Niña episodes imply a reduction in AR frequency across the study domain and, consequently, a lower contribution to snow accumulation. For WE years there are more AR events than a normal year, and consequently, more AR relative contribution which increases from north to south. For MSE years we observe a bimodal pattern, there is an increase (decrease) in landfalling AR frequency at the north (south) of the 30–31°S zone. These patterns suggest an enhancement of blocking activity in Amundsen–Bellingshausen Seas zone reported by Masiokas et al. (2006) reaching the 30–31° zone for MSE years, weakening and displacing the subtropical Pacific anticyclone to the north and consequently AR landfall displaces to northern latitudes. According to AR frequency standardized

anomalies, the relative contribution decreases from north to south reaching lower values than a normal year southern of 32°S. These results show a spatial dependency of the ENSO effect for MSE in AR frequency.

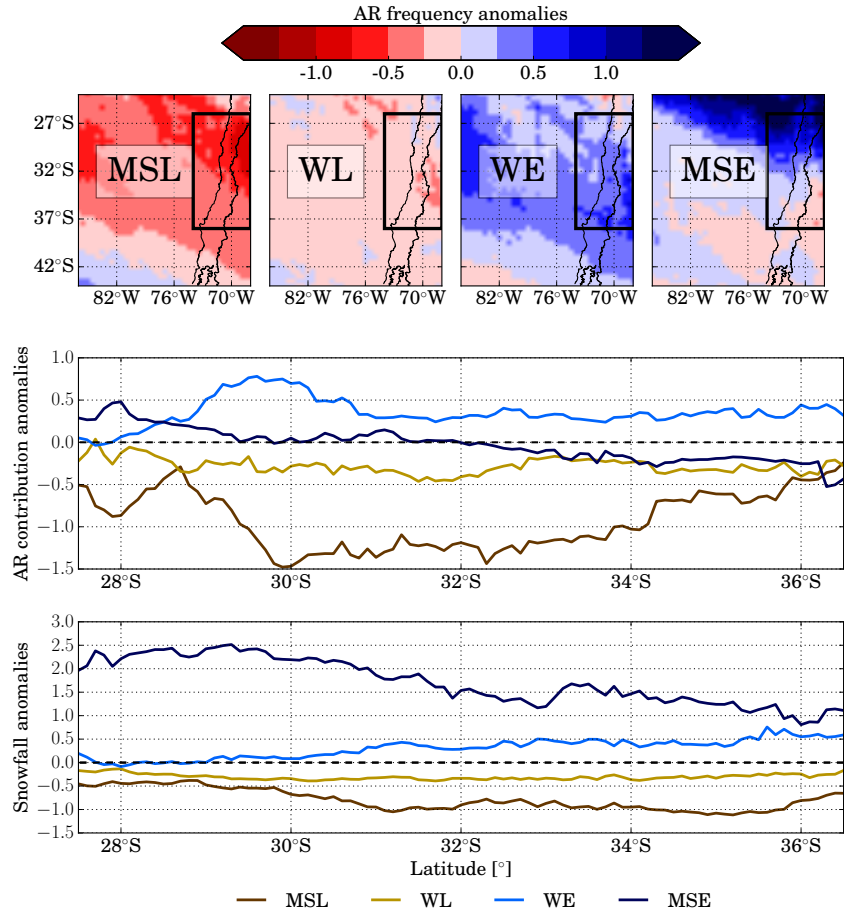


Figure 6. AR frequency standardized anomalies for different ENSO phases (upper panel), black rectangle delimits the study zone and black lines show coast line and political limit between Chile and Argentina. AR percentage contribution anomalies for ENSO phases (central panel). Annual SWE peak anomalies for ENSO phases (bottom panel). MSL: moderate to strong el niño, WL: weak El Niño, WE: weak La Niña and MSE: moderate to strong El Niño.

4 CONCLUSIONS

In this paper, we demonstrate the contribution of ARs to snow accumulation in the southern Andes (27.5°-37.5°S) using data from CFSR and a SWE reanalysis for the entire region. In this domain, atmospheric rivers play an important role in snowfall events contributing 51% of annual total snow accumulation. Estimations are similar to those provided by Viale et al., 2018, based on a few snow pillows who found a contribution of 43%-55% to annual total snow. AR contribute more in the windward side, nevertheless,

from north to south Andes crest elevation decreases, allowing AR to cross the barrier more easily, because of this, there is a weakening of the rain shadow effect and AR can contribute more on the leeward side of the crest. All these features are possible to study in this detail due to the reanalysis data availability.

We compared winter AR frequency and mean AR IVT with peak SWE at different spatial scales, finding positive correlations >0.5 (0.4) at the windward (leeward) side across the domain. At the north of 36°S , AR metrics are highly correlated to SWE peak, especially in the windward side ($r=0.68$ and 0.64 for AR frequency and IVT). This results highlight the capability of estimate peak SWE based on AR metrics.

Analyzing the interannual variability of AR and snow, we found significant positive correlations between peak SWE, AR activity and ONI. During La Niña episodes there is a decrease in AR activity and a lower AR influence in snow accumulation. El Niño phase is known to promote more snowfall, consistently, for weak El Niño episodes AR activity and snow contribution increase in the entire domain. However, we evidence that moderate to strong El Niño episodes displace AR landfall northern reducing the partial contribution southern 32°S . This can be explained due to the presence of a high block in southern latitudes displacing the cold fronts to the north.

This work estimates for the first time the contribution of AR to snow accumulation in the entire Andes Central, evidencing the importance of using reanalysis to understand the spatiotemporal patterns in snow accumulation. Results highlight the importance of AR events in snow dynamics, and the prediction capability of AR metrics in annual peak SWE at different spatial scales.

ACKNOWLEDGMENTS

REFERENCES

- Baggett, C. F., Barnes, E. A., Maloney, E. D., and Mundhenk, B. D. (2017). Advancing atmospheric river forecasts into subseasonal-to-seasonal time scales. *Geophysical Research Letters* 44, 7528–7536. doi:10.1002/2017GL074434
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cordero, R. R., Damiani, A., Gallardo, L., Garreaud, R. D., et al. (2018). Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations. *Elem Sci Anth* 6, 74. doi:10.1525/elementa.328
- Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., and Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters* 43, 413–421. doi:10.1002/2015GL067265
- Carrasco, J. F., Casassa, G., and Quintana, J. (2005). Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century / Changements de l'isotherme 0°C et de la ligne d'équilibre des neiges dans le Chili central durant le dernier quart du 20ème siècle. *Hydrological Sciences Journal* 50, 933–948. doi:10.1623/hysj.2005.50.6.933
- Casassa, G., Rivera, A., Escobar, F., Acuña, C., Carrasco, J., and Quintana, J. (2003). Snow Line Rise in Central Chile in Recent Decades and Its Correlation With Climate. *Geophysical Research Abstracts* 5, 14395
- Cortés, G., Giroto, M., and Margulis, S. (2016). Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery. *Water Resources Research* 52, 2582–2600. doi:10.1002/2015WR018376
- Cortés, G., Giroto, M., and Margulis, S. A. (2014). Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment* 141, 64–78. doi:10.1016/j.rse.2013.10.023

- Cortés, G. and Margulis, S. (2017). Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophysical Research Letters* 44, 6859–6867. doi:10.1002/2017GL073826
- CR2 (2015). Report to the Nation. The 2010-2015 mega- drought: A lesson for the future. *Center for Climate and Resilience Research (CR2)* , 28
- Dettinger, M. D. (2013). Atmospheric Rivers as Drought Busters on the U.S. West Coast. *Journal of Hydrometeorology* 14, 1721–1732. doi:10.1175/JHM-D-13-02.1
- Dettinger, M. D., Ralph, F. M., Das, T., Neiman, P. J., and Cayan, D. R. (2011). Atmospheric Rivers, Floods and the Water Resources of California. *Water* 3, 445–478. doi:10.3390/w3020445
- Escobar, F. and Aceituno, P. (1998). Regional study of acid hydrolases and lysosomal membrane properties in the normal human brain at various ages. *Mechanisms of ageing and development* 4, 201–13
- Falvey, M. and Garreaud, R. (2007). Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. *Journal of Hydrometeorology* 8, 171–193. doi:10.1175/JHM562.1
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., et al. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences* 21, 6307–6327. doi:10.5194/hess-21-6307-2017
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J. (2008). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180–195. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- Gorodetskaya, I. V., Tsukernik, M., Claes, K., Ralph, M. F., Neff, W. D., and Van Lipzig, N. P. M. (2014). The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in East Antarctica. *Geophysical Research Letters* 41, 6199–6206. doi:10.1002/2014GL060881
- Grimm, A. M. and Tedeschi, R. G. (2009). ENSO and Extreme Rainfall Events in South America. *Journal of Climate* 22, 1589–1609. doi:10.1175/2008JCLI2429.1
- Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Fetzer, E. J., and Neiman, P. J. (2010). Extreme snowfall events linked to atmospheric rivers and surface air temperature via satellite measurements. *Geophysical Research Letters* 37, 2–7. doi:10.1029/2010GL044696
- Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Fetzer, E. J., and Neiman, P. J. (2013). The 2010/2011 snow season in California’s Sierra Nevada: Role of atmospheric rivers and modes of large-scale variability. *Water Resources Research* 49, 6731–6743. doi:10.1002/wrcr.20537
- Guan, B. and Waliser, D. E. (2015). Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120, 12514–12535. doi:10.1002/2015JD024257
- Huning, L. S., Guan, B., Waliser, D. E., and Lettenmaier, D. P. (2019). Sensitivity of Seasonal Snowfall Attribution to Atmospheric Rivers and Their Reanalysis-Based Detection. *Geophysical Research Letters* 46, 794–803. doi:10.1029/2018GL080783
- Huning, L. S., Margulis, S. A., Guan, B., Waliser, D. E., and Neiman, P. J. (2017). Implications of Detection Methods on Characterizing Atmospheric River Contribution to Seasonal Snowfall Across Sierra Nevada, USA. *Geophysical Research Letters* 44, 10,445–10,453. doi:10.1002/2017GL075201
- Lavers, D. A., Allan, R. P., Wood, E. F., Villarini, G., Brayshaw, D. J., and Wade, A. J. (2011). Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters* 38, 1–8. doi:10.1029/2011GL049783
- Lavers, D. A. and Villarini, G. (2015). The contribution of atmospheric rivers to precipitation in Europe and the United States. *Journal of Hydrology* 522, 382–390. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.12.010

- Lavers, D. A., Villarini, G., Allan, R. P., Wood, E. F., and Wade, A. J. (2012). The detection of atmospheric rivers in atmospheric reanalyses and their links to British winter floods and the large-scale climatic circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117, 1–13. doi:10.1029/2012JD018027
- Leung, L. R. and Qian, Y. (2009). Atmospheric rivers induced heavy precipitation and flooding in the western U.S. simulated by the WRF regional climate model. *Geophysical Research Letters* 36, n/a–n/a. doi:10.1029/2008GL036445
- Margulis, S. A., Cortés, G., Giroto, M., and Durand, M. (2016). A Landsat-Era Sierra Nevada Snow Reanalysis (1985–2015). *Journal of Hydrometeorology* 17, 1203–1221. doi:10.1175/JHM-D-15-0177.1
- Margulis, S. A., Giroto, M., Cortés, G., and Durand, M. (2015). A Particle Batch Smoother Approach to Snow Water Equivalent Estimation. *Journal of Hydrometeorology* 16, 1752–1772. doi:10.1175/JHM-D-14-0177.1
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., and Aravena, J. C. (2006). Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate* 19, 6334–6352. doi:10.1175/JCLI3969.1
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., and Mauget, S. (2010). Intra- to Multidecadal Variations of Snowpack and Streamflow Records in the Andes of Chile and Argentina between 30° and 37°S. *Journal of Hydrometeorology* 11, 822–831. doi:10.1175/2010JHM1191.1
- Montecinos, A. and Aceituno, P. (2003). Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate* 16, 281–296. doi:10.1175/1520-0442(2003)016(0281:SOTERR)2.0.CO;2
- Mundhenk, B. D., Barnes, E. A., Maloney, E. D., and Baggett, C. F. (2018). Skillful empirical subseasonal prediction of landfalling atmospheric river activity using the Madden–Julian oscillation and quasi-biennial oscillation. *npj Climate and Atmospheric Science* 1, 20177. doi:10.1038/s41612-017-0008-2
- Neiman, P. J., Ralph, F. M., Moore, B. J., Hughes, M., Mahoney, K. M., Cordeira, J. M., et al. (2013). The Landfall and Inland Penetration of a Flood-Producing Atmospheric River in Arizona. Part I: Observed Synoptic-Scale, Orographic, and Hydrometeorological Characteristics. *Journal of Hydrometeorology* 14, 460–484. doi:10.1175/JHM-D-12-0101.1
- Neiman, P. J., Ralph, F. M., Wick, G. A., Lundquist, J. D., and Dettinger, M. D. (2008). Meteorological Characteristics and Overland Precipitation Impacts of Atmospheric Rivers Affecting the West Coast of North America Based on Eight Years of SSM/I Satellite Observations. *Journal of Hydrometeorology* 9, 22–47. doi:10.1175/2007JHM855.1
- Neiman, P. J., Schick, L. J., Ralph, F. M., Hughes, M., and Wick, G. A. (2011). Flooding in Western Washington: The Connection to Atmospheric Rivers*. *Journal of Hydrometeorology* 12, 1337–1358. doi:10.1175/2011JHM1358.1
- Quintana, J. M. and Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30–43° S. *Atmósfera* 25, 1–22
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., Wick, G. A., Gutman, S. I., Dettinger, M. D., Cayan, D. R., et al. (2006). Flooding on California's Russian River: Role of atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters* 33, 3–7. doi:10.1029/2006GL026689
- Rutllant, J. and Fuenzalida, H. (1991). Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 11, 63–76
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., et al. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91, 1015–1058. doi:10.1175/2010BAMS3001.1

- Salas, I., Herrera, C., Luque, J., Delgado, J., Urrutia, J., and Jordan, T. (2016). Recent climatic events controlling the hydrological and the aquifer dynamics at arid areas: The case of Huasco River watershed, northern Chile. *Science of The Total Environment* 571, 178–194. doi:10.1016/j.scitotenv.2016.07.132
- Viale, M. and Garreaud, R. (2015). Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitating clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120, 4962–4974. doi:10.1002/2014JD023014
- Viale, M., Houze, R. A., and Rasmussen, K. L. (2013). Upstream Orographic Enhancement of a Narrow Cold-Frontal Rainband Approaching the Andes. *Monthly Weather Review* 141, 1708–1730. doi:10.1175/MWR-D-12-00138.1
- Viale, M. and Nuñez, M. N. (2011). Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics. *Journal of Hydrometeorology* 12, 481–507. doi:10.1175/2010JHM1284.1
- Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R. D., and Ralph, F. M. (2018). Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America. *Journal of Hydrometeorology* 19, 1671–1687. doi:10.1175/JHM-D-18-0006.1
- Zhu, Y. and Newell, R. E. (1998). A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers. *Monthly Weather Review* 126, 725–735. doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2

B. Poster congreso: 2nd International Atmospheric Rivers Conference

Atmospheric Rivers contribution to the snow accumulation over the southern Andes (26.5°S-37.5°S)

Felipe Saavedra, Gonzalo Cortés¹, Steven Margulis¹, Maximiliano Viale² and James McPhee³

Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile-Corresponding author: Felipe Saavedra, fesaaved@ing.uchile.cl

¹Civil and Environmental Engineering Department, University of California Los Angeles, California, USA.

²Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, Mendoza, Argentina; Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

³Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Santiago, Chile; Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.



Introduction

- Important influence of atmospheric rivers in rainfall in subtropical Chile.
- Estimation of AR influence on snow accumulation in Andes Central with punctual snow pillow stations

Objectives

- To quantify the snow accumulation linked to ARs
- To identify the effect of ENSO over snow accumulation linked to ARs

Data

- Andes SWE Reanalysis (Cortés et al., 2016)
- Maximum annual SWE in 10 snow pillows
- CFSR based ARs detection algorithm (Viale et al., 2018), IVT threshold 85th percentile, spatial resolution 0.5° x 0.5° and 6 hours temporal resolution.
- NCEP based ARs detection algorithm (Rutz et al., 2014), fixed IVT threshold, spatial resolution 2.5° x 2.5° and 6 hours temporal resolution.

Methodology

- Linear correlations calculated between SWE (actual peak for reanalysis and gauges) and Atmospheric rivers metrics (Frequency and mean IVT) for both catalogs.
- Snow accumulation linked to ARs with a search window of 3 days around the AR day.
- Winter snow accumulation linked to ARs in ENSO phases (based on ONI index in winter months).

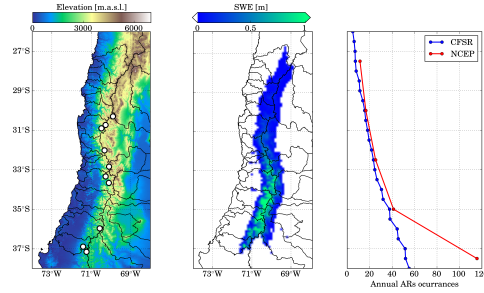


Figure 1. Study domain elevation (left panel), Climatology of peak SWE (center panel) and Annual ARs occurrences (right panel).

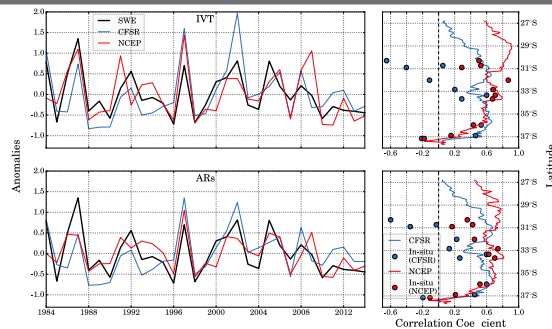


Figure 2. Left panels: Annual anomalies for SWE in black and AR's metrics anomalies (upper panels: AR IVT, lower panels: AR frequency) for NCEP in red and CFSR in blue. Right panels: Annual correlation between AR's metrics and SWE high resolution product (lines) and in situ sensors measures of annual maximum SWE (points). Upper panels show AR IVT results and bottom panels AR frequency.

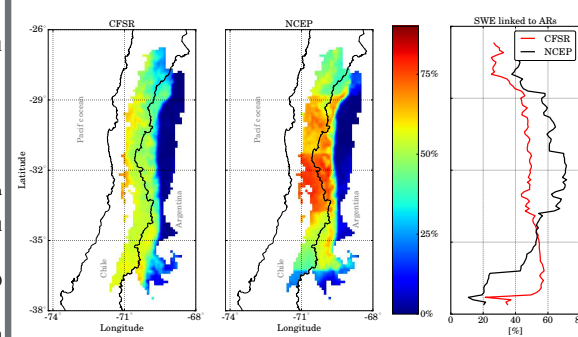


Figure 3. Percent of snow accumulation linked to ARs period April 1984-March 2015. CFSR (left panel) and NCEP (center panel) derived gridded results and mean latitudinal results of both AR's catalogs (right panel).

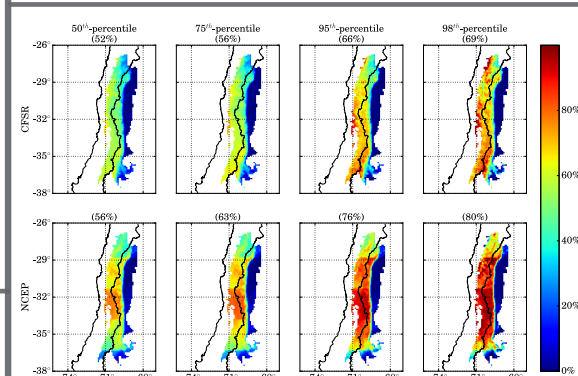


Figure 4. Snow accumulation linked to ARs during snowfall over different percentiles from left to right (50th to 98th), title show in brackets the average AR contribution for the whole domain. Upper panels show CFSR results and bottom panel NCEP results.

Results

- AR metrics (IVT-Frequency) annual correlation with actual peak SWE were estimated to be 0.68-0.72 (NCEP) and 0.72-0.68 (CFSR).
- 51% and 54% of snow accumulation linked to ARs from CFSR and NCEP catalogs for the whole domain and entire period.
- CFSR results show an increase of AR contribution from 52% to 69% from events over 50th and 98th percentile, while NCEP catalog shows an increase in AR contribution from 59% to 81%.
- La Niña episodes imply a reduction in AR frequency in the whole domain and consequently a lower contribution to snow accumulation, nevertheless the annual snow peak show negative anomalies in these phases.
- For weak El Niño there are more ARs events and for moderate to strong El Niño episodes, there is an increase in landfalling AR frequency from north to south.

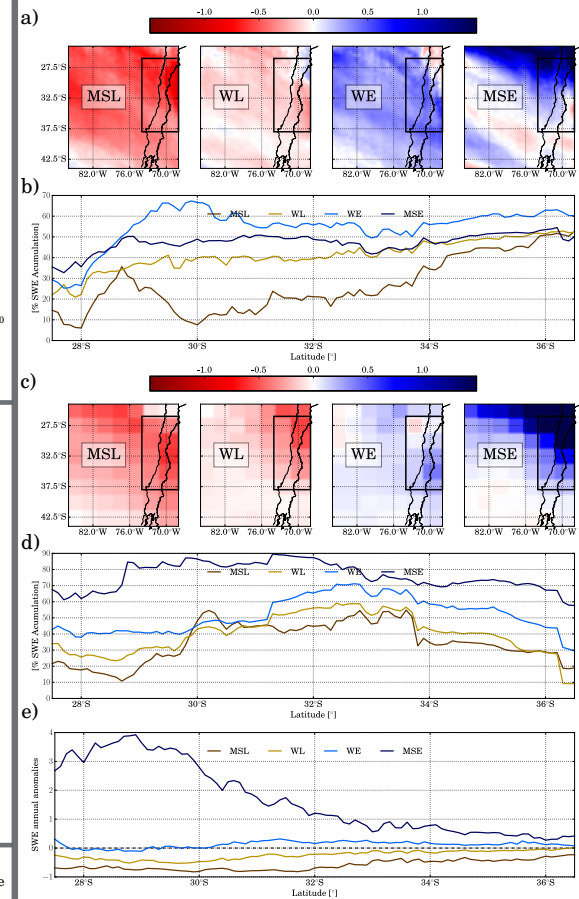


Figure 5. a) AR frequency anomalies per cell for different ENSO phases for CFSR catalog, black rectangle delimit the study zone; b) percent of snow accumulation linked to ARs for different ENSO phases for CFSR catalog; c) AR frequency anomalies per cell for different ENSO phases for NCEP catalog; d) percent of snow accumulation linked to ARs for different ENSO phases for NCEP catalog; e) Annual SWE peak anomalies for different ENSO phases

References

- Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. (2016). Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery. *Water Resources Research*, 52(4), 2593-2600.
- Bata, J.J., W.J. Steenburgh, and F.M. Ralph. (2014). Climatological Characteristics of Atmospheric Rivers and Their Inland Penetration over the Western United States. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 905-921, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00168.1>
- Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R. and Ralph, M. (2018). Impacts of atmospheric rivers on precipitation in southern South America. *Manuscript submitted for publication.*

**C. Poster congreso: European Geophysical
Union 2019**

Atmospheric rivers contribution to the snow accumulation over the southern Andes (26.5°S-37.5°S)

Felipe Saavedra, Gonzalo Cortés¹, Steven Margulis¹, Maximiliano Viale² and James McPhee³

Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile-Corresponding author: Felipe Saavedra, fesaaved@ing.uchile.cl

¹Civil and Environmental Engineering Department, University of California Los Angeles, California, USA.

²Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, Mendoza, Argentina; Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

³Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Santiago, Chile; Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.



Introduction

- Important influence of atmospheric rivers (AR) over rainfall above subtropical Chile.
- Estimation of AR influence on snow accumulation in Andes Central

Objectives

- To quantify AR snow accumulation.
- To study the effect of ENSO on AR snow accumulation.

Data

- Andes SWE Reanalysis 0.01° x 0.01°, 1 day res. (Cortés *et al.*, 2016).
- Maximum annual SWE in 10 snow pillows
- CFSR based ARs detection algorithm (Viale *et al.*, 2018), IVT threshold 85th percentile, spatial resolution 0.5° x 0.5° and 6 hours temporal resolution.

Methodology

- Pearson correlations between SWE (actual peak) and AR frequency and integrated vapor transport (IVT).
- Snow accumulation linked to ARs with a search window of 3 days.

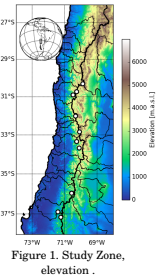


Figure 1. Study Zone, elevation.

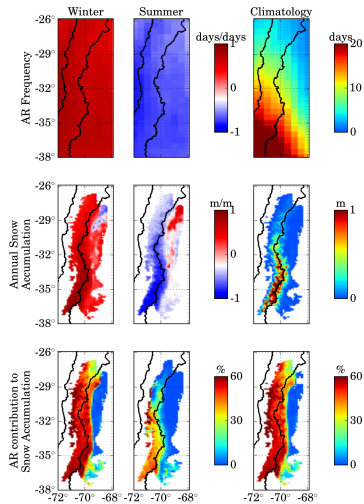


Figure 2. Winter and summer anomalies and climatology (annual average) for AR frequency (upper) and annual snow accumulation (middle). Winter, summer and climatology AR contribution to Snow accumulation (bottom).

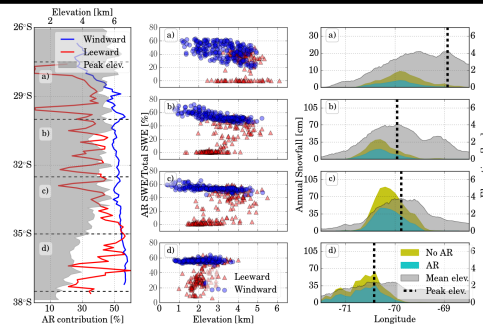


Figure 3. AR contribution to snow accumulation at windward and leeward side, peak accumulation and subzones (a,b,c,d) limits (left panel). AR contribution vs elevation per subzone (central panel) and annual snow accumulation due to AR and no AR events per subzone (right panel).

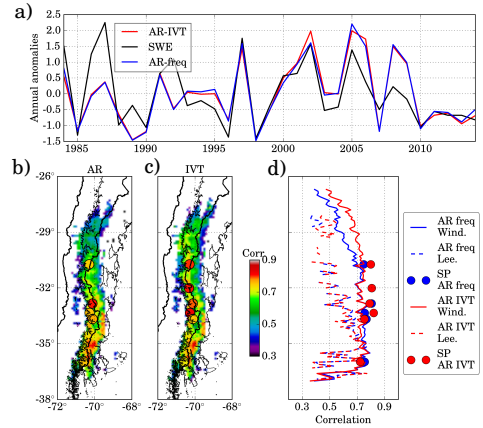


Figure 4. Annual anomalies for SWE and AR's metrics for the whole domain (a), for each pixel (b, c) and for latitudinal bands at windward and leeward side of Andes peak elevation (d). Snow pillows (SP) are shown by the circles.

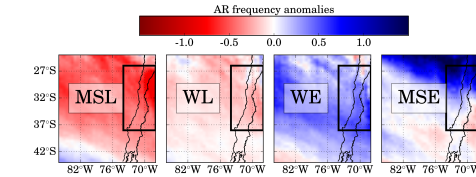


Figure 5. AR frequency anomalies for different ENSO phases (upper panel), black rectangle delimit the study zone. AR percentage contribution anomalies for ENSO phases (central panel). Annual SWE peak anomalies for ENSO phases. MSL: moderate to strong El Niño, WL: weak El Niño, WE: weak La Niña and MSE: moderate to strong El Niño.

Results and discussion

- AR metrics (IVT-Frequency) annual correlation with actual peak SWE were estimated to be 0.72-0.68.
- 51% of snow accumulation linked to ARs.
- La Niña episodes imply a reduction in AR frequency in the whole domain and consequently a lower contribution to snow accumulation, nevertheless the annual snow peak show negative anomalies in these phases.
- For weak El Niño there are more ARs events and for moderate to strong El Niño episodes, there is an increase in landfalling AR frequency from north to south.

References

Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. (2016). Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery. *Water Resources Research*, 52(4), 2582-2600.

Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R. and Ralph, M. (2018). Impacts of atmospheric rivers on precipitation in southern South America. Manuscript submitted for publication.