



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

INTERPRETACIÓN HIDRO-METEOROLÓGICA DE LOS GRADIENTES OROGRÁFICOS
DE PRECIPITACIÓN EN EL VALLE DEL ELQUI

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL

MARÍA LUCÍA SCAFF FUENZALIDA

PROFESOR GUÍA:

JOSÉ ÁNGEL RUTLLANT COSTA

PROFESOR CO-GUÍA:

JAMES PETER MCPHEE TORRES

INTEGRANTES DE LA COMISIÓN:

ROBERTO FRANCISCO RONDANELLI ROJAS

DAVID ALAN RAHN

SANTIAGO DE CHILE

NOVIEMBRE 2012

Resumen

La precipitación es la principal fuente de agua en ríos, lagos y napas subterráneas. Una de las características hidrológicas más importantes en la zona del norte-chico de Chile es la variabilidad de las precipitaciones, la que se ha visto que está modulada en parte, por el cambio climático y que aumenta la incertidumbre asociada al pronóstico de caudales. El pronóstico de caudales depende a su vez de la distribución espacial de la precipitación, aspecto muy sensible en regiones de topografía compleja.

Con el interés de mejorar el pronóstico de caudales en la cuenca del Elqui (región de Coquimbo) el principal objetivo de esta tesis es efectuar un análisis hidro-meteorológico del Gradiente Orográfico de Precipitación (GOP), pues es este parámetro el que ayuda a determinar la cantidad de precipitación (líquida o sólida) que cae en la parte alta de la cordillera.

A partir de una regresión lineal de la precipitación con la altura se obtiene un GOP promedio de 7,4 mm/km para todas las Tormentas Significativas (TS) consideradas (aquellas que aportan más del 20% del total anual promedio). Sin embargo se ve que el GOP por tormenta varía aproximadamente entre 19 y -12 mm/km en promedio. De acuerdo a esto se definen: $\text{GOP} > 5$ mm/km para las Tormentas Significativas Típicas (TST), GOP entre -5 y 5 mm/km para Tormentas Significativas Neutras (TSN) y $\text{GOP} < -5$ mm/km para Tormentas Significativas Atípicas (TSA).

La hipótesis central es que las TSA y TSN resultan del bloqueo parcial en Los Andes al flujo zonal incidente, que inhibe el desarrollo de la nubosidad y la precipitación en la parte alta de la cuenca. Para cuantificar el grado de bloqueo del flujo, se utiliza el Número de Froude (Fr) calculado a partir del Reanálisis (CSFR) entre los niveles de 500 y 850 hPa, y la posición vertical del Chorro de Barrera Andino (CBA). El Fr, además de mostrar una relación positiva con el GOP, indica que para valores altos (TST) se observa la influencia de una mayor componente de los vientos zonales, lo que implica un aumento del efecto orográfico en la precipitación.

En ausencia de mediciones del CBA, se utilizó los datos del Reanálisis (CFRS) los que fueron previamente validados comparando los obtenidos del CFRS con mediciones in-situ para Sierra Nevada (California). Se concluye que el GOP es alto para casos con CBA bajo y con mayor precipitación que en los casos con CBA alto, donde el GOP es bajo. Se concluye también que la circulación secundaria asociada del CBA produce una mejor repartición de la precipitación en la cuenca, disminuyendo el valor del GOP; y que la altura del CBA discrimina mejor los GOP bajos.

El análisis meteorológico de escala sinóptica, muestra que para los casos de TST dominan esquemas compatibles con bloqueo al SO del continente, mientras que en los casos de TSA son más frecuentes las Bajas Segregadas.

Finalmente se ve que es posible relacionar positivamente la precipitación en la parte alta de la cuenca, con el caudal efluente de la parte media alta y el GOP en escala anual. Esto entrega una potencial herramienta de este concepto para análisis hidrológico en la cuenca del valle del Elqui.

Agradecimientos

Quiero agradecer y dedicar este trabajo a...

Mi familia, pues este gran paso no habría sido posible sin el apoyo y amor de ellos. A mis padres Camilo y Lucía, quienes han sabido enseñarme de la vida, cómo enfrentarla en su esencia y en lo práctico. Y han sido ellos, mis 3 hermanos, los que me han mostrado con ejemplos que lo que uno quiere hacer no tiene límites. Gracias Pía, Loreto y Camilo por su convicción y su amor.

Sebastián, quien ha sido un gran compañero durante este proceso. Gracias por tu cariño, tu apoyo y tu impecable ayuda en hidrología.

Mis amigos, que tuve la suerte de conocer dentro de estos años de aprendizaje en la universidad, con los que nos hemos acompañado en los malos momentos y hemos compartido y disfrutado de los buenos y que en definitiva, aprendí a querer espontáneamente.

Al departamento de Geofísica, a mis compañeros, profesores y funcionarios. Quiero destacar especialmente a mi profesor guía, José Rutllant, quien con su pasión por las ciencias atmosféricas me motivó a seguir por este camino. Le agradezco su buena disposición a compartir sus conocimientos y a conversar de la atmósfera una y otra vez.

Al programa de "Ayudas para Estadías Cortas de Investigación Destinadas a Tesis de Doctorado y Magíster de la Universidad de Chile", por haberme dado la oportunidad de viajar a Estados Unidos para complementar mi trabajo de tesis en la Universidad de Washington, Seattle.

Contenido

Resumen	II
Agradecimientos	III
1 Introducción	1
2 Caracterización del área de estudio	5
2.1 Localización	5
2.2 Condiciones Climáticas	7
2.4 Condiciones Sinópticas	9
3 Datos	11
3.1 Selección de estaciones pluviométricas	11
3.2 Utilización de reanálisis CFSR	12
4 Metodología	13
4.1 Validación de datos	13
4.1.1 En la estación La Laguna	13
4.1.2 En el modelo de reanálisis CFSR	20
4.2 Análisis de Curvas Doble Acumuladas	24
4.3 Definición y Selección de Tormentas Significativas	28
4.4 Estimación del Gradiente Orográfico de Precipitación	33
4.5 Representación meteorológica del grado de bloqueo	35
4.5.1 Número de Froude	35
4.5.2 Chorro de Barrera Andino	37
4.7 Representación meteorológica en escala sinóptica	38
5 Resultados y Análisis	39
5.1 Análisis de Mesoescala	39
5.1.1 Fr v/s GOP	39
5.1.3 CBA v/s GOP	43
5.1.4 Resumen de resultados por tipo de tormenta	47
5.2 Análisis Sinóptico	49
5.2.1 Altura Geopotencial en la tropósfera media (500 hPa)	49
5.2.2 Anomalías de Altura Geopotencial en 500 hPa	50
5.2.4 Viento Horizontal (v) y Velocidad Vertical (ω)	51

5.2.5	Vorticidad Potencial en 315 Kelvin	51
5.3	<i>Relación entre GOP, Caudal y Precipitación Anual</i>	53
6	Conclusiones	56
	Referencias	59
	Anexo 1 Origen del Chorro de Barrera Andino	62
	Anexo 2 Tabla corrección con Curvas Doble Acumuladas (CDA)	63

Índice de Tablas

Tabla 1 Nombres de las estaciones de precipitación en el valle del Elqui, con su localización.	11
Tabla 2 Listado de los instrumentos por institución que miden precip. en la subcuenca del río La Laguna.	14
Tabla 3 Localización de las estaciones utilizadas en la validación de viento.	22
Tabla 4 Listado de las 69 Tormentas Significativas.	30
Tabla 5 Coordenadas y niveles de presión del área tomada para el cálculo del Número Fr promedio.	40
Tabla 7 Listado de características de las TST.	47
Tabla 8 Listado de características de las TSA.	48

Índice de Figuras

Figura 1 Localización del área de estudio con los principales ríos afluentes y quebradas de la cuenca.....	6
Figura 2 Corte transversal (O-E) en 30ª de latitud Sur, correspondiente al valle del Elqui.....	6
Figura 3 Serie temporal de precipitación anual en las estaciones extremas en la cuenca. En el panel inferior se ve la serie temporal de índices climáticos.....	8
Figura 4 Delimitación de la subcuenca del Río de La Laguna.....	13
Figura 5 Las estaciones meteorológicas cercanas al embalse La Laguna.....	15
Figura 6 Hidrograma y pluviograma mensual de las estaciones DGA a la salida de del embalse La Laguna.....	16
Figura 7 Comparación de mediciones de precipitación y altura de nieve temperatura y viento del año 2005.....	17
Figura 8 Relación entre CE y la precipitación total, para valores anuales.....	18
Figura 9 Delimitación de la subcuenca La Laguna y las isoyetas del Balance Hídrico Nacional.....	19
Figura 10 Localización de la Sierra Nevada de Estados Unidos, con las estaciones de perfiladores de viento y con la coordenada más cercana dentro de la grilla espacial del reanálisis CFSR.....	21
Figura 11 Comparación de la magnitud y altitud del viento meridional del CFSR y las observaciones en la estación CCO.....	23
Figura 12 Comparación de la magnitud y altitud del viento meridional del CFSR y las observaciones en la estación CCL.....	23
Figura 13 Curvas Doble Acumuladas de precipitación anual para las 6 estaciones meteorológicas.....	25
Figura 14 Curva CDA para la estación La Serena (Escuela Agrícola).....	26
Figura 15 Serie temporal de la precipitación anual en La Serena (Escuela Agrícola), con los datos corregidos mediante CDA.....	26
Figura 16 Precipitación media anual en el valle del Elqui con el Gradiente Orográfico de Precipitación (GOP).....	29
Figura 17 Serie temporal de la precipitación en La Serena y La Laguna, con el total de precipitación por año y el acumulado solo en las TS.....	32
Figura 18 Variabilidad de la Precipitación promedio de las tormentas en tres clasificaciones. Se muestra el perfil topográfico de un corte en 30º de latitud Sur, y la altitud de las estaciones meteorológicas utilizadas.....	34
Figura 19 El área utilizada para calcular el promedio de viento zonal y del parámetro N de estabilidad para el Fr.....	40
Figura 20 Histograma del Número de Froude para el total de tormentas analizadas.....	41
Figura 21 Comparación del GOP (mm/km) para distintos números de Froude.....	42
Figura 22 Viento meridional promedio y temperatura potencial de todas las tormentas con CBA.....	44
Figura 23 Histograma de la altitud del CBA solo para los eventos donde se identificó el CBA.....	45
Figura 24 Representación del GOP promedio para distintas clasificaciones de altura del CBA.....	46
Figura 25 Compuestos en 500 hPa de altura geopotencial.....	49
Figura 26 Compuestos en 500 hPa de anomalías de altura geopotencial.....	50
Figura 27 Compuestos en 500 hPa de viento, altura geopotencial, y velocidad vertical ω	51
Figura 28 Compuestos de vorticidad potencial en la iséntropa de 315 K.....	52
Figura 29 Localización de la subcuenca de la estación Río Elqui en Algarrobal con las estaciones meteorológicas y la estación fluviométrica.....	54
Figura 30 Hidrograma medio (1971-2009) de la estación fluviométrica Río Elqui en Algarrobal.....	54

Figura 31 Relación entre el caudal de Río Elqui en Algarrobal, la precipitación de la estación pluviométrica La Laguna Embalse y el GOP anual.	55
Figura 32 Diagramas de la hipótesis de circulación secundaria en un corte transversal en la cuenca del Elqui..	57
Figura 33 Corte transversal a 30°S del compuesto de velocidad vertical ω y viento meridional v	58

1 Introducción

La precipitación, como fuente de agua en cauces superficiales y subterráneos, es clave dentro de cualquier estudio que concierna recursos hídricos; tanto en su fase líquida, que aporta a la escorrentía, como sólida que puede generar el almacenamiento nival. El agua es un elemento central desde donde se desenvuelven la mayor parte de las actividades humanas: desarrollo económico, cultural, recreacional, de transporte, entre otros.

La característica hidrológica más importante en la zona del norte-chico de Chile, es la variabilidad de las precipitaciones (ej: Fiebig-Wittmaack et al., 2011). Se ha visto que la lluvia está fuertemente modulada por los ciclos interanuales de El Niño y la Oscilación del Sur (Rutllant & Fuenzalida, 1991), (índices que muestran una tendencia desfavorable a la precipitación y la temperatura en relación al cambio climático). En el marco de las simulaciones climáticas asociadas al aumento de concentración de los gases con efecto invernadero, existen proyecciones para finales de este siglo (2070-2100), con un incremento de las temperaturas (entre 2° y 4° C) en todo el territorio, siendo más intenso en las regiones andinas que en la costa, y una precipitación decreciente en la cuenca del Elqui (DGF, 2006). Esta tendencia también se muestra en detalle sobre el valle del Limarí (cuenca al sur del Elqui) en Vicuña et al. (2010), que muestra un aumento entre 3° y 4°C, y una disminución entre 10 y 30% en las precipitaciones para los años 2070-2099, lo que aumenta la incertidumbre asociada al pronóstico de caudales de la zona.

La disponibilidad de agua en la zona es tema de investigación y de constantes intentos por cuantificar certeramente los pronósticos de escorrentía pues, aunque existe una variabilidad en las precipitaciones y una creciente escasez de agua en la zona, se ha evidenciado un fuerte incremento de la agricultura. Este crecimiento ha ocurrido gracias al mejoramiento de técnicas de riego y aumento de la demanda externa de la producción agrícola. Por ejemplo la producción de vino en el valle del Elqui, aumentó alrededor de 37 veces entre 1997 y 2007 (Instituto Nacional de Estadística, 2008). A esto se suma, un aumento en la demanda de agua potable producto del crecimiento demográfico.

En las principales cuencas de la zona Centro-Norte el aporte nival de la precipitación es de suma importancia (Favier et al., 2009), siendo gran parte de las cuencas altas de régimen nival, o nivo-glaciar (sobre 2.500 msnm). Bajo este escenario, la precipitación en forma sólida cae durante los meses de invierno, lográndose así el almacenamiento necesario para dar paso a la época de mayor demanda hídrica; la estación estival que justamente coincide con la temporada de riego y mayor temperatura.

Actualmente existen variados tipos de modelos hidrológicos, los cuales tiene distintas formas de representar los procesos físicos, las dimensiones espaciales del lugar, sus variables de entrada, etc. Por ejemplo, en algunos modelos espacialmente distribuidos se estima internamente, en toda la grilla que defina el modelo, los valores de las variables meteorológicas. Estas son en general: la precipitación, dirección y velocidad del viento, temperatura del aire, humedad relativa, precipitación y radiación solar, todos obtenidos de estaciones meteorológicas o de modelos atmosféricos locales como WRF¹. Algunas de estas variables, en particular la precipitación, son determinantes para obtener un buen resultado del modelo, pues corresponde a una forzante esencial dentro del balance hídrico.

Así, cada vez que se busque estimar el caudal de salida de una cuenca, será fundamental hacer una buena estimación de la distribución espacial de la lluvia que cayó durante el periodo de análisis en toda el área de estudio. Para esto, la utilización de un gradiente orográfico de precipitaciones representativo de la zona de análisis, (en cualquier dirección y escala espacial que se requiera) será esencial para la calidad de ajuste del resultado del modelo.

Para distribuir la precipitación en un cierto dominio espacial, existen distintas herramientas matemáticas, las cuales dependerán de la complejidad del modelo utilizado. Por ejemplo, en un modelo distribuido espacialmente como Snow Model (Liston & Elder, 2006)², se utiliza un submodelo meteorológico de base cuasi-física de alta resolución, llamado MicroMet. Esta subcomponente realiza una interpolación (o extrapolación) espacial mediante la metodología de “esquema de análisis objetivo de Barnes” (Barnes 1964; Koch et al., 1983), que corresponde a una interpolación de la información observada disponible, considerando un factor de escala calculado por una función gaussiana del peso de la distancia de la observación real al punto de grilla respectivo³ y así, calcular la precipitación en las zonas donde no hay información observada.

Existe evidencia que las precipitaciones pueden cambiar su distribución en el espacio y el tiempo (por cada evento y/o por cada año) llegando incluso a invertir su gradiente de precipitación con la altura (ver Figura 18). Por lo tanto, si se contara con información en zonas extremas de la cuenca (especialmente sobre 2500 msnm de altura), una buena estimación de la distribución de la precipitación con al altura sería posible. En caso de no disponer de esa información, como suele ocurrir a lo largo de Chile, se producen grandes sesgos en la zonas extremas, y en particular en las partes altas de la cuenca (difícil acceso por nieve, y así también para la instalación de estaciones meteorológicas) donde se genera el mayor aporte nival al caudal estival.

¹The Weather Research and Forecasting model

² Que se ha estado utilizando en la cuenca analizada en este trabajo, en el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA).

³ No es un modelo de base física y funciona mal para topografía compleja.

Otra alternativa para mejorar la estimación de la distribución de precipitación en la parte alta de la cuenca es la utilización de información remota. Actualmente es posible estimar la superficie cubierta de nieve y su serie temporal a partir de información provista por los sensores MODIS⁴ a bordo de los satélites Terra y Aqua⁵ pertenecientes a la NASA. Esta herramienta, aunque es poderosa para lograr una estimación de la cobertura nival, no es suficiente para estimar el equivalente en agua, pues aunque se conozca con certeza la superficie cubierta de nieve, es necesario conocer el espesor del manto y su densidad. Aunque se puede tener una cobertura nival relativamente constante para varios años consecutivos, el caudal efluente de una cuenca es muy variable; debido especialmente a factores meteorológicos como la temperatura, y por tanto el caudal puede ser más variable que lo esperado a partir solamente de la información de cobertura nival (Cártes, 2009).

El desarrollo de esta tesis busca estudiar el Gradiente Orográfico de Precipitación para el mejoramiento de la caracterización del forzante de precipitación en aplicaciones de modelación hidrológica en la cuenca del Elqui, ubicada en la zona norte de la región de Coquimbo. Este objetivo se desarrolla analizando los forzantes meteorológicos que activan las tormentas, y cómo estos forzantes afectan al Gradiente Orográfico de Precipitación. Para lograrlo es necesario encontrar los mecanismos relevantes en escalas sinóptica y de mesoescala que incrementan o inhiben a la precipitación en altura durante eventos de tormenta significativos (gran contribución de agua al total anual, en alguna parte de la cuenca). Con esto se espera responder la hipótesis de que las tormentas significativas, que tienen un gradiente orográfico de precipitación muy bajo o negativo, resultan del bloqueo parcial en Los Andes al flujo zonal incidente, bloqueo que inhibe el desarrollo de la nubosidad y la precipitación en la parte alta de la cuenca.

En el comienzo de este trabajo se buscó incorporar otras cuencas; el Limarí, Aconcagua, Maipo y Cachapoal, que se extienden desde la región de Coquimbo hasta la región del Libertador Bernardo O'Higgins. Por diversas razones como la falta de información en altura, se concluye que cada una de estas cuencas debiera contar con un análisis hidrometeorológico particular dependiendo de la información disponible, su topografía, y los mecanismos dominantes que generan la precipitación.

Ya enunciados los objetivos de este trabajo, se desarrolla a continuación, una caracterización del área de estudio (capítulo 2); para luego detallar las fuentes de datos de la información utilizada en la tercera parte. En el capítulo 4 se ve la metodología de trabajo, comenzando con una validación y análisis de los datos y luego se ve la definición de Tormentas Significativa (TS) y de Gradiente Orográfico de Precipitación

⁴Por sus siglas en inglés Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

⁵<http://modis.gsfc.nasa.gov/about/>

(GOP), y finalmente las metodologías de trabajo para la interpretación. Con todo lo anterior se presentan los resultados y análisis hidro-meteorológico (capítulo 5), para dar paso a las conclusiones donde se presenta una interpretación dinámica de los factores que controlan el GOP.

2 Caracterización del área de estudio

2.1 Localización

La zona de estudio se localiza en la cuenca del río Elqui, entre las latitudes 29,5°S y 30,5°S. La topografía en esta zona se caracteriza por la abrupta pendiente de la cordillera de los Andes justo en el límite continental oriental, que supera 6.000 m de altitud en tan solo 200 km de ancho territorial. Un corte transversal en 30° de latitud Sur, se presenta en la Figura 2.

La cuenca del río Elqui se localiza en la parte norte de la Región de Coquimbo, con una superficie total de 9.826 km² (Figura 1). El río Elqui tiene su dirección principal Este-Oeste y se origina en la confluencia de los ríos Turbio que proviene desde el norte y Claro por el Sur, los que definen subcuencas orientadas en paralelo al eje principal de los Andes, (Norte-Sur, o viceversa)⁶. Estas diferentes disposiciones de las laderas hacen de la cuenca del Elqui una zona de topografía compleja como se muestra en la Figura 1, y que afecta fuertemente la distribución espacial de las precipitaciones. Por ejemplo, se sabe que la dirección de los vientos más frecuente durante eventos de tormenta vienen desde el noroeste, por lo que las laderas con exposición sureste experimentan un efecto de sombra para la generación de precipitación orográfica. La cuenca con sus principales afluentes, estaciones meteorológicas utilizadas y la topografía, se muestran en la Figura 1 y la Tabla 1.

⁶ Informe: Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del río Elqui DGA, 2004.

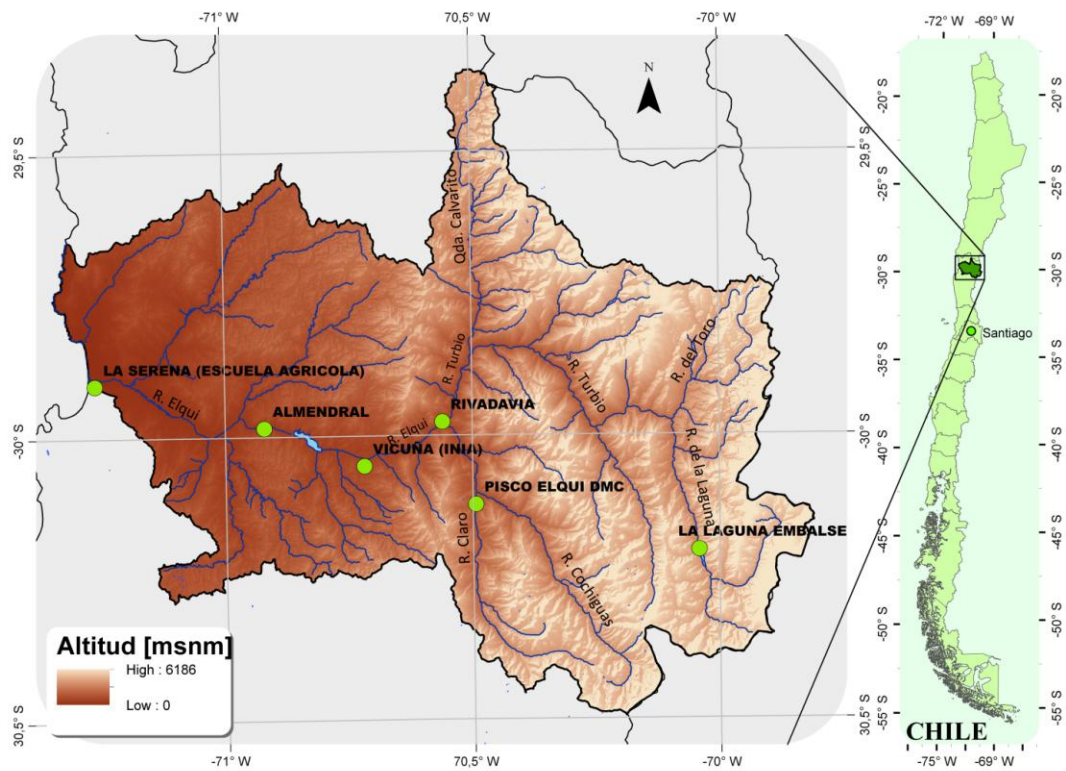


Figura 1 Localización del área de estudio con los principales ríos y quebradas de la cuenca. En puntos verdes se identifican las estaciones meteorológicas que se utilizan.

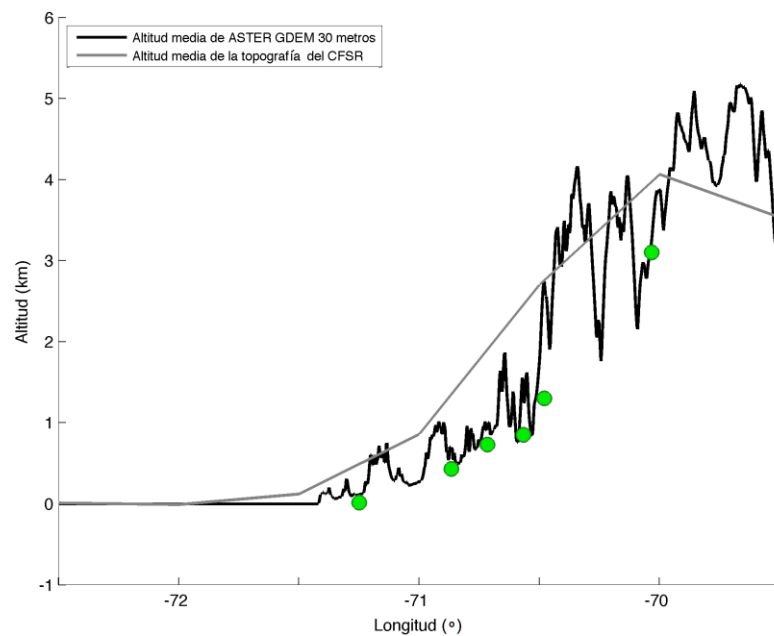


Figura 2 Corte transversal (O-E) en 30ª de latitud Sur, correspondiente al valle del Elqui Los puntos rosados representan la topografía del modelo CFSR que se utilizará posteriormente. Los puntos verdes corresponden a la localización de las estaciones meteorológicas.

2.2 Condiciones Climáticas

La zona de estudio tiene un ciclo anual de precipitación con un máximo en invierno y una estación seca extendida bien marcada. Entre mayo y agosto precipita entre el 85 y 90% del total anual en este valle (Kalthoff et al., 2002). La parte alta de la cuenca (aproximadamente sobre 2.500 m) se clasifica dentro de un clima frío en altura, con alta frecuencia de tormentas en forma de nieve y temperaturas extremas en el ciclo diurno.

Se sabe que las precipitaciones en esta región se ven fuertemente moduladas en una escala interanual por el ciclo ENOS (El Niño-Oscilación del Sur) que se ilustra mediante el Índice Oceánico de El Niño (ONI: *Ocean Niño Index*) en la Figura 3 (Rutllant & Fuenzalida, 1991; Garreaud, 2009), con una mayor ocurrencia de años lluviosos durante la fase de El Niño, y también durante la fase cálida de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO: Pacific Decadal Oscillation) como se muestra en el trabajo de Quintana & Aceituno, (2012).

Por otra parte, en una escala intraestacional (i.e. 30-60 días), se ha relacionado los eventos de precipitación intensa con el índice de la oscilación de Madden y Julian (MJOI: *Madden Julian Oscillation Index*) en Juliá et al. (2012) donde se muestra que este índice constituye una herramienta para el diagnóstico de tormentas extremas en la costa.

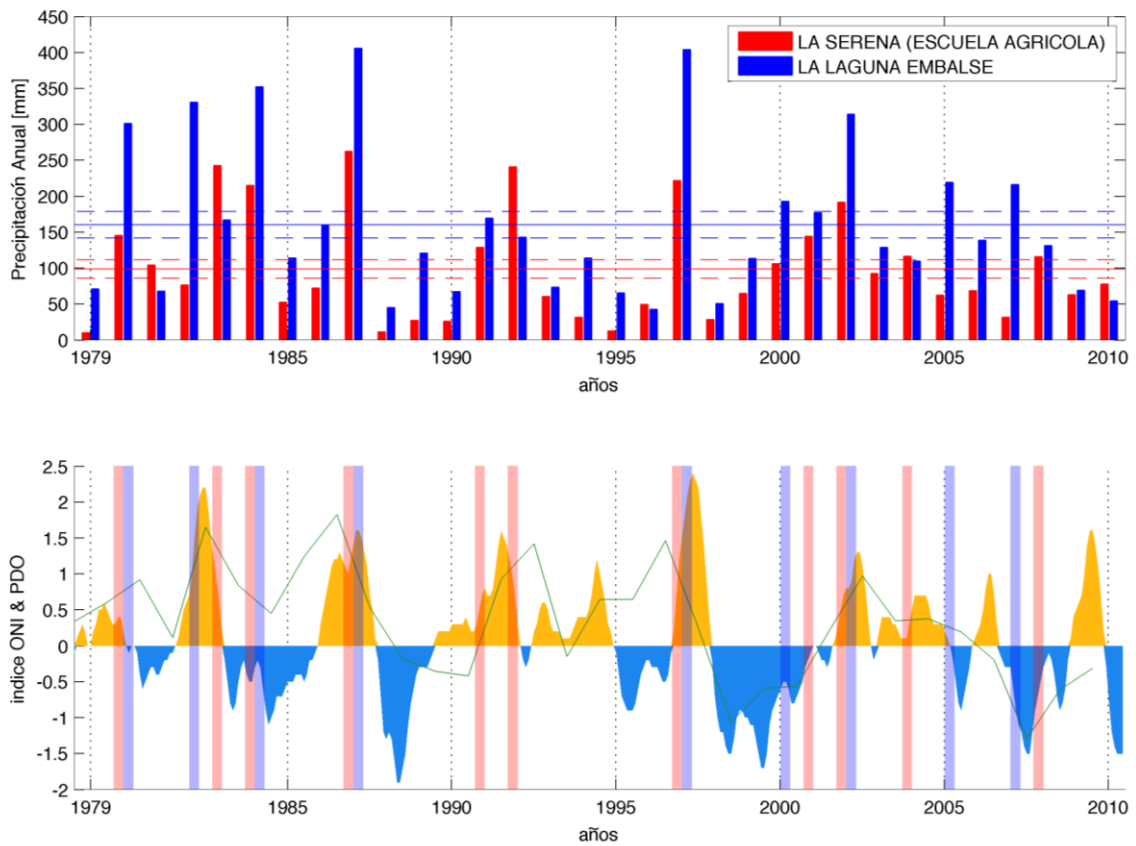


Figura 3 En el panel superior se ve la serie temporal de precipitación anual en las estaciones extremas en la cuenca, en 32 años. Los promedios se indican con líneas horizontales continuas, mientras que las líneas segmentadas indican la desviación estándar. En el panel inferior se ve la serie temporal del índice ONI⁷ en colores amarillo y azul, el índice PDO se indica en línea continua verde. Las sombras verticales indican la posición de los años lluviosos (años con precipitación sobre la desviación estándar) de las dos estaciones mostradas en el panel superior.

⁷Promedio móvil de 3 meses de las anomalías de Temperatura Superficial del Océano en la región de El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W), utilizando el ERSST.v3b (*Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, version3*)

2.3 Condiciones Sinópticas

Las condiciones sinópticas típicas en eventos de precipitación, durante la época de acumulación, se caracteriza en primer lugar por el debilitamiento del anticiclón del Pacífico suroriental, que permite el ingreso de los Sistemas Frontales (SF) asociados al frente polar inmerso en el cinturón de los oestes de latitudes medias. Este debilitamiento (anomalía negativa de presión) suele relacionarse en escala interanual, con la fase cálida del ciclo ENOS (Rutllant & Fuenzalida, 1991).

Una característica frecuente en eventos de tormenta en la zona centro-norte de Chile es la presencia de una Alta de Bloqueo en torno al mar de Bellingshausen ($\sim 90^\circ$ O y 60° S) (Rutllant & Fuenzalida, 1991), como también se muestra en Garreaud (1995), la cual favorece la desviación a zonas subtropicales de los SF. Otra configuración que suele ocurrir corresponde a vaguadas profundas, las que logran conectar la zona de origen de los SF a la parte centro norte de Chile.

Otro mecanismo de generación de precipitación, que se desarrolla en la parte alta de la tropósfera, son las Bajas Segregadas (ej: Fuenzalida et al., 2005; Hoskins, 1985). Este tipo de sistemas pueden detectarse en las cartas de Vorticidad Potencial (VP) en superficies isentrópicas por sobre los 300 K, para así representar la parte alta de la tropósfera en latitudes polares (Smith, 2003). Más detalle de la VP y su importancia para detectar una Baja Segregada se muestra en el capítulo 5.

La precipitación al oeste de los Andes se ve inhibida por la subsidencia (descenso de aire) que se manifiesta en toda la zona centro-norte de Chile, asociada al anticiclón subtropical. En escala sinóptica la entrada de una dorsal después de una vaguada en altura estabiliza el aire por subsidencia en la tropósfera media (i.e. altura media de la cordillera de Los Andes).

Por su parte el sistema de vientos oestes en altura domina la circulación zonal de toda la región centro-norte y sur. Este flujo impacta transversalmente a la cordillera por la ladera occidental en la parte media-alta produciendo, en combinación con la estabilidad sobre la cordillera, una configuración de vientos de barrera que se explica en el Anexo 1.

Mesoescala y Microfísica de nubes

La existencia de una obstrucción topográfica inmersa en un flujo predominantemente transversal a su eje principal (en Los Andes es viento oeste), provoca un ascenso forzado del aire húmedo sobre la ladera. Este ascenso ocasiona una disminución adiabática de la temperatura (aumentando el volumen de la parcela de aire) con la altura, lo que lleva a la saturación del contenido de humedad de las parcelas (en una cierta escala de tiempo de formación de nubosidad), localizado sobre el nivel de condensación por ascenso. Este es el primer proceso que favorece el aumento de precipitación con la altura en la ladera de barlovento de la montaña, pues aunque la microfísica de nubes tiene una escala varias veces menor que la que se usa para estudiar la precipitación orográfica, es a esta escala donde pertenecen otros procesos esenciales que logran

activar la precipitación desde la formación de nubosidad y a su vez los tiempos asociados a cada uno de estos procesos⁸ (Roe 2005).

Para que una nube se forme deben conjugarse varios factores, entre ellos se debe contar con núcleos de condensación o de congelación dependiendo de la temperatura, los que facilitan la formación y crecimiento inicial de gotas de nube por difusión de vapor (condensación en nubes cálidas y congelación en nubes frías) y posteriormente, mediante los procesos de coalescencia y colisión (colección) o acreción (a bajas temperaturas), generando finalmente la precipitación (Wallace & Hobbs 2006). Es así como, los procesos de microescala condicionan también la distribución espacial de nubosidad y tormentas.

Según Roe (2005) se identifican 7 procesos simplificados de precipitación orográfica, donde la lluvia ocurre en distintos lugares del espacio dependiendo del tipo de circulación de la masa de aire húmedo, y de las características geomorfológicas de las montañas (ver Figura 6 en el trabajo referido). Existen variados trabajos que muestran modelos simples para calcular la precipitación relacionándola con el cantidad de humedad o la pendiente de la montaña. Por ejemplo en Neiman et al., (2002) se muestra en la ecuación (2) una relación simple entre estos parámetros:

$$R = \bar{\rho}q(U\partial h/\partial s)$$

donde R es la tasa de precipitación, ρ y q son la densidad del aire y la razón de mezcla de vapor de agua respectivamente, U es el flujo perpendicular a la barrera y $\partial h/\partial s$ es la pendiente en dos dimensiones de la montaña. Se nota entonces que la tasa de precipitación con el tiempo, tiene, en primer orden, una relación lineal con la pendiente de la montaña y con la componente U del viento.

En resumen, la distribución de la precipitación con la altura en el eje principal de la cuenca (E-O) durante una tormenta, depende de la pendiente de la montaña a la que esta enfrentando y de diferentes factores meteorológicos como la estabilidad atmosférica, la intensidad del flujo zonal ascendente, la disponibilidad de humedad y las escalas de tiempo microfísicas que condicionan la formación de nubosidad y posteriormente la precipitación (Colle, 2004). También la precipitación se puede ver condicionada por ondas de gravedad sobre la circulación inducida por la topografía (Colle, 2004).

Esta complejidad que caracteriza el flujo en zonas montañosas queda en evidencia también en otros estudios, donde se muestra que, aunque en promedio suele haber un incremento en la cantidad de precipitación con la altura (o la pendiente), para cadenas montañosas altas la precipitación no tiene su máximo en la cumbre (Roe, 2005; Daly et al., 1994; Alpert, 1986). Si bien este es un interesante enfoque de investigación en modelos simples de precipitación en la cordillera, no está dentro de los alcances de este trabajo.

⁸ Que pueden variar desde unos pocos minutos hasta horas; por ejemplo en Roe (2005) se presenta el rango entre 100 segundos hasta 60 minutos para estos procesos.

3 Datos

3.1 Selección de estaciones pluviométricas

La fuente de datos observados de precipitación y caudales proviene de la red de monitoreo de la Dirección General de Aguas (DGA), en que la información está almacenada dentro del Banco Nacional de Aguas (BNA). Se eligieron 6 estaciones con mediciones de precipitación para el valle del Elqui (Figura 1). Se buscó una buena representatividad de las precipitaciones con una serie histórica que se extiende desde 1979 a 2010⁹, y una localización favorable para poder construir un gradiente de precipitación transversal a la pendiente principal de la cuenca.

El perfil transversal de la topografía (Figura 2) muestra que las estaciones utilizadas están razonablemente bien distribuidas en la parte baja de la cuenca, con una clara disminución de estaciones disponibles en la parte superior de esta misma. Específicamente se nota que entre 1.300 y 3.100 msnm no hay estaciones meteorológicas con series significativamente extensas disponibles. Existen otras dos estaciones por el eje norte de la parte alta de la cuenca del río Elqui; “Juntas” con un pluviómetro y “El Indio” con rutas de nieve, que tienen una altitud superior a 2.000 msnm. Sin embargo en “Juntas” la estación se encuentra en una ladera sombra, lo que provoca que la precipitación total anual sea menor a la esperada por la altitud a la que se encuentra (103 mm/año a 2.155 msnm). Por su parte, aunque la estación de “El Indio” pertenece a una subcuenca al noreste de la cuenca principal donde se espera menor precipitación (ya que cuando ésta existe los vientos suelen ser del NO) y representa un sector de la cuenca del Elqui de la cual no se tienen observaciones de precipitación, solo existen 45 mediciones puntuales de "rutas de nieve" entre los años 1981 y 2003, por lo que esta estación no entrega información relevante para un análisis de información a escala diaria de tormentas, donde se buscan mediciones continuas y que muestren la dinámica de las tormentas.

Tabla 1 Nombres de las estaciones de precipitación en el valle del Elqui, con su localización.

Estación	latitud (°)	longitud (°)	altitud (msnm)
LA SERENA (ESCUELA AGRÍCOLA)	-29,90	-71,25	15
ALMENDRAL	-29,98	-70,87	430
VICUNA (INIA)	-30,05	-70,72	730
RIVADAVIA	-29,97	-70,57	850
PISCO ELQUI (DMC)	-30,12	-70,48	1.300
LA LAGUNA EMBALSE	-30,20	-70,03	3.100

⁹ La información disponible de las estaciones se utiliza sin modificación sobre lo entregado por la DGA.

3.2 Utilización de reanálisis CFSR

Para estudiar la validez de la hipótesis anteriormente presentada, se utiliza el reanálisis CFSR¹⁰, con el cual se busca analizar el efecto de algunas variables meteorológicas relativas al bloqueo andino con el GOP como por ejemplo, la estabilidad estática de la atmósfera en la zona alta, donde el aire debiera ascender.

El reanálisis corresponde a un análisis meteorológico mediante un modelo global que le da consistencia física a la asimilación de datos. En este caso se emplea el último reanálisis global de la NOAA, el *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (Saha, Moorthi, Pan, & Wu, 2010), que logró un espacio entre puntos de grilla de 0,313° y un periodo de tiempo disponible que va desde 1979 al 2011. Para este trabajo se utiliza una resolución de 0.5° en latitud y longitud (50 km aproximadamente).

¹⁰ Climate Forecast System Reanalysis: <http://dss.ucar.edu/pub/cfsr.html>

4 Metodología

4.1 Validación de datos

4.1.1 En la estación La Laguna

En la región de Coquimbo y para altitudes por sobre los 2.500 msnm, suele caer precipitación sólida durante las tormentas de invierno (Vicuña, Garreaud, & McPhee, 2010). En general, las estaciones meteorológicas de la DGA no están diseñadas para la medición continua de la altura de nieve. Por esta razón se detalla aquí un análisis de consistencia de los datos observados en diferentes estaciones meteorológicas y fluviométricas durante tormentas de invierno.

El sector de análisis es la subcuenca que tiene en su salida el embalse La Laguna, y donde la DGA mantiene una estación meteorológica llamada “La Laguna Embalse”, que se localiza a 3.100 msnm en el valle del Elqui, y que posee suficiente información para realizar este análisis (Figura 4).

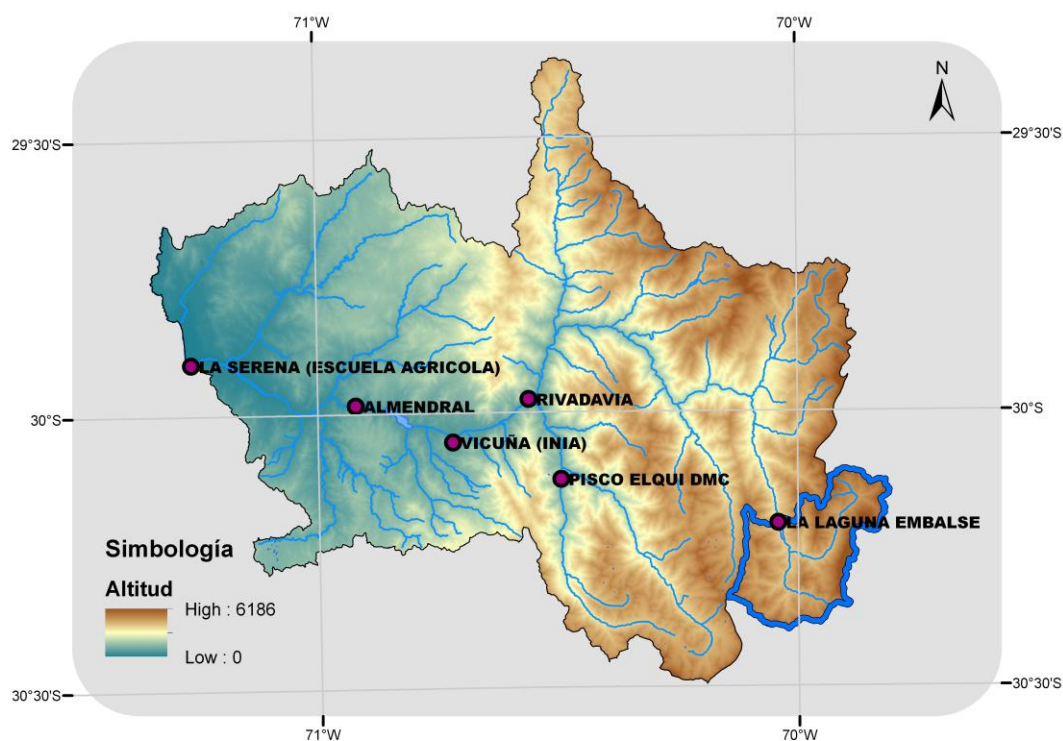


Figura 4 Delimitación de la subcuenca del Río de La Laguna en azul. En puntos se muestran las 6 estaciones meteorológicas.

Para este análisis se utiliza la información fluviométrica y meteorológica en la salida de la subcuenca donde se ubica la estación “La Laguna Embalse” de la DGA, mostrada en la Figura 4 y 5. La estación fue instalada el año 1928 en conjunto con la construcción del embalse homónimo, que tiene un volumen

máximo de operación de 40 millones de m³. En este análisis solo se usará la información desde el año 1979 al 2010, pues es una serie de tiempo extensa y que coincide con el periodo de datos utilizado en este trabajo (la Figura 6 muestra la serie de tiempo de precipitaciones y caudales en este periodo).

La DGA tiene un recinto aguas abajo del muro del embalse (Figura 5), donde mantienen en operación un pluviómetro de medición de precipitación líquida sin embudo (i.e. mediante el derretimiento de lo que queda acumulado en forma de nieve después de una tormenta de invierno) que se muestra en la foto inferior derecha de la Figura 5 y en la foto superior derecha junto a otros instrumentos meteorológicos. Mediante una regleta en el patio del recinto se mide la altura de nieve en varios puntos por el operador a cargo. Esta información es registrada cada día a las 12 UTC y entregada diariamente por el encargado a la DGA regional, la que se agrega al Centro de Información de Recursos Hídricos (CIRH), que maneja el BNA (Banco Nacional de Aguas). Se sabe que la persona a cargo en la CIRH (Sr. Carlos Valdés al día 1 de julio de 2012), al introducir los datos al sistema, considera solamente la precipitación que mide el pluviómetro, y en algunas ocasiones ajusta arbitrariamente (tomado de su experiencia) este valor con la altura de nieve¹¹.

Tabla 2 Listado de los instrumentos por institución que miden precip. en la subcuenca del río La Laguna.

Institución	Instrumento para medir precipitación
DGA	Pluviómetro
	Regleta de altura de nieve
CEAZA	Sensor de altura de nieve.

Por su parte el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA) tiene una estación meteorológica automática aguas arriba del embalse (ver foto inferior izquierda en la Figura 5), en la parte este de la zona de inundación. La estación tiene un mástil de 10 m sobre la superficie y cuenta con todos los sensores para hacer un balance de energía, más un sensor de altura de nieve a 4 m del suelo. Su funcionamiento comenzó el año 2004¹². En la Tabla 2, se listan los instrumentos por institución que miden precipitación en esta subcuenca.

¹¹J. Rutllant, comunicación personal.

¹²J. Rutllant, comunicación personal.



Figura 5 Las fotografías muestran las estaciones meteorológicas cercanas al embalse. En la esquina superior izquierda se ve la estación fluviométrica instalada aguas abajo del embalse. En la imagen superior derecha se ve la estación meteorológica y el patio donde se realiza la medición de altura de nieve de la DGA. En la imagen inferior derecha se muestra el pluviómetro de la misma estación DGA. La estación automática del CEAZA se ve en la esquina inferior izquierda.

En la Figura 7 se comparan todas estas mediciones de precipitación y altura de nieve del año 2005 (año en que se pudo recopilar toda la información de los instrumentos mencionados en la Tabla 2), donde se nota que solo las tormentas más importantes de ese año quedaron registradas en ambas estaciones. La altura de nieve entregada por la DGA es, por su parte, notablemente menor a la medida por el sensor del CEAZA, pero esto se puede deber a que éste último sensor mide continuamente mientras está sucediendo la tormenta; mostrando entonces el fuerte efecto del viento sobre la nieve recién caída (como en la tormenta del 17/06/2005, mostrada en la Figura 7), donde es el viento el principal responsable de transportar fácilmente la nieve desde un lugar a otro. En cambio la altura de la DGA solo entrega un valor diario medido siempre a las 12 UTC (8:00 am Hora Local).¹³ La temperatura media diaria a 10 metros del suelo varía entre -6 y 10 °C entre abril y septiembre, con una oscilación durante las tormentas, lo que puede provocar un rápido derretimiento en la nieve superficial. Por otra parte, la magnitud media del viento

¹³J. Rutllant, comunicación personal.

oscila alrededor de 20 m/s, lo que podría también, favorecer el efecto del viento sobre el transporte de nieve en las laderas.

Para realizar un análisis hidrológico básico de la información entregada por la DGA y el CEAZA, lo primero fue definir la subcuenca del “Río de La Laguna”, que abarca sus afluentes: “Río Colorado” por el noreste y el “Río de la Gloria” por el sur. Para esto se realizó una delimitación de la cuenca con el software GRASS-GIS en conjunto con un mapa de elevación digital¹⁴ con resolución espacial de 30 m. Según los cálculos realizados la subcuenca tiene un área de 557 km², una altitud media de 4.272 msnm, con un eje principal de Sur a Norte y una pendiente aproximada de 26,7°.

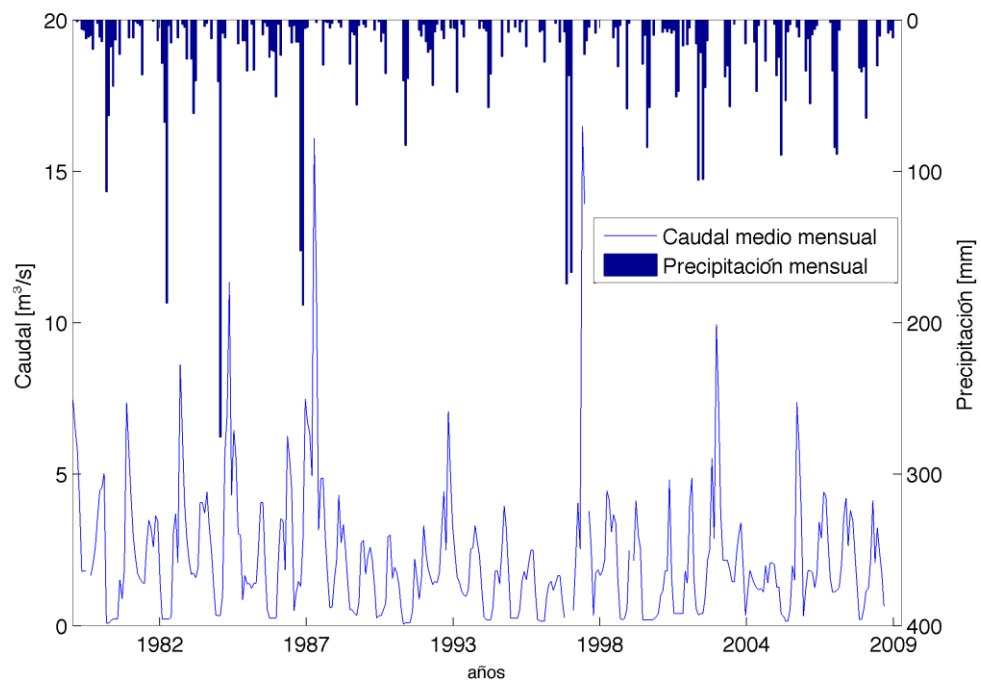


Figura 6 Hidrograma y pluviograma mensual de las estaciones DGA a la salida de la cuenca del embalse La Laguna.

¹⁴ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Digital Elevation Model*) es un producto de METI y NASA

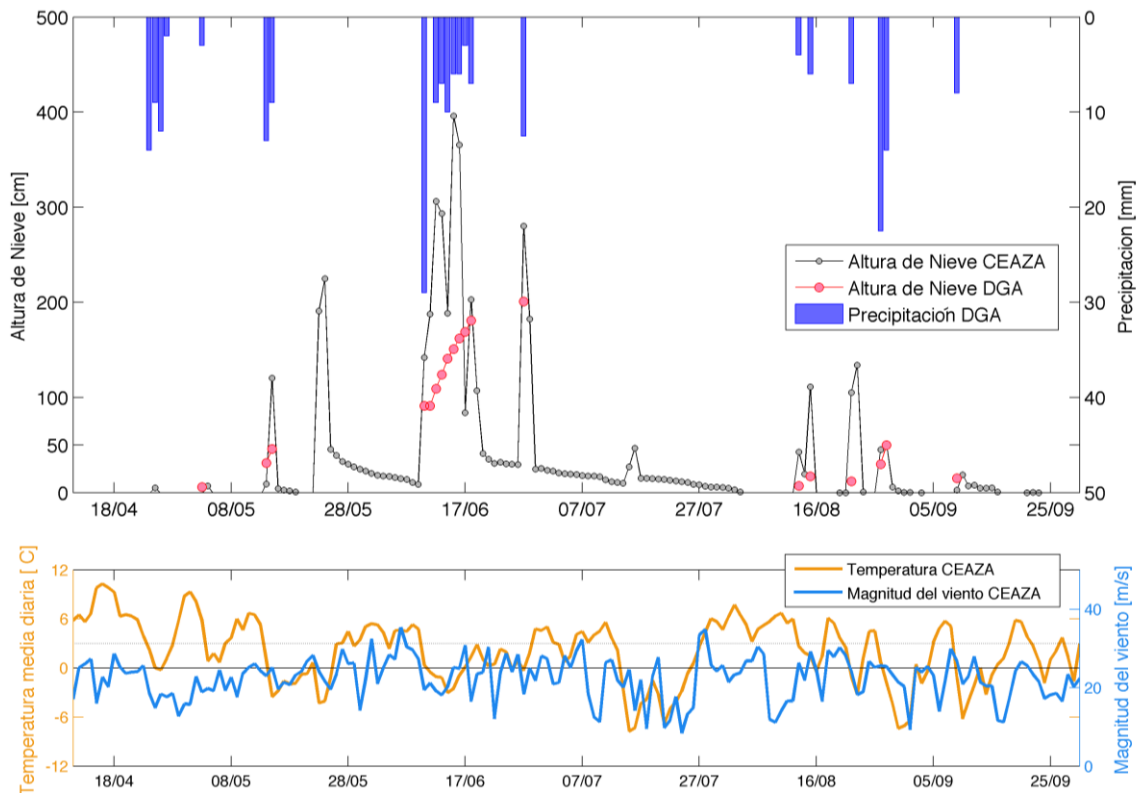


Figura 7 Para el año 2005, se muestra en el panel superior la precipitación equivalente en agua en barras azules entregada por la DGA, y en líneas se ve una comparación de las mediciones de altura de nieve entre el CEAZA y la DGA. En el panel inferior se muestra, para el mismo año, la temperatura media diaria en color amarillo y la magnitud del viento en azul de la estación automática del CEAZA.

Luego de delimitar la cuenca, se busca verificar si la relación entre la precipitación y el caudal es consistente durante los años de observación. Para esto se define el Coeficiente de Escorrentía (CE) como la razón entre el caudal y la precipitación total en algún periodo de tiempo que abarque el ciclo completo entre la temporada de acumulación y el periodo estival,

$$CE = Q / p$$

Ecuación 1

Esta relación muestra qué tanta agua de la que cae en forma de precipitación se expresa como caudal. Por la definición se esperaría que CE no supere el valor unitario, ni sea menor a un valor umbral en lugares donde la precipitación es la mayor contribuidora al caudal.

Para la zona de análisis, el balance entre el caudal y la precipitación, considerando una lluvia uniformemente distribuida en la extensión de toda la subcuenca, se ve que el resultado es muy variable durante los años de estudio, donde CE toma valores entre 0,2 y 5,6 (no se muestra). Si se estudia el mismo

balance, pero considerando una variación de la precipitación con la altitud de la cuenca, donde se utiliza el GOP promedio anual de las estaciones de 22,5 mm/km (mostrado en la Figura 16), se tiene que la relación Q/p disminuye levemente su variabilidad.

Una buena forma de visualizar la relación entre estas componentes del ciclo hidrológico (precipitación y caudal) se ve entre CE y la precipitación (mostrada en la Figura 8). El aumento del parámetro CE para años con baja precipitación dice que el flujo se desacopla para años secos, donde seguramente el derretimiento de nieve caída durante años anteriores o desde los glaciares¹⁵ puede llegar a ser significativo en el caudal efluente.

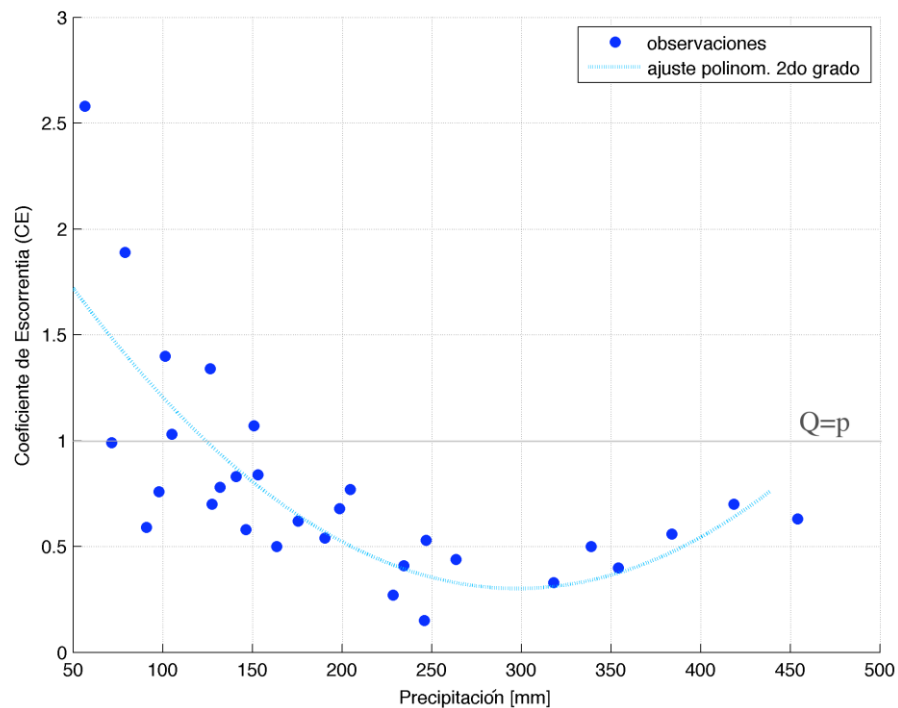


Figura 8 Relación entre CE y la precipitación total, para valores anuales (entre los años hidrológicos que comienzan el 1979 y el 2008). Se ve en línea continua un ajuste de 2do grado de las observaciones (referencial).

Por otra parte, se vio que para los años donde el GOP promedio no supera 5 mm/km (segundo y tercer panel en la Figura 18) no existen casos con CE muy pequeño, y consecuentemente para años con el GOP mayor a 30 mm/km, no hay casos con CE mayor a 1.

¹⁵ Como el glaciar “El Tapado” y varios glaciares rocosos s/n. Ver catastro de glaciares en la página web de la Dirección General de Aguas (DGA).

Otra comparación interesante, se ve con las isoyetas del *Balance Hídrico Nacional*¹⁶, mostrada en la Figura 9, y el promedio climatológico de precipitación en la estación meteorológica de la DGA (163 mm/año). Como se observa, el valor en la estación pluviométrica es entre 2 y 3 veces menor que en las isoyetas. Seguramente esta gran diferencia se debe, al menos, a la falta de instrumentos adecuados para medir precipitación sólida durante el invierno en esa estación DGA .

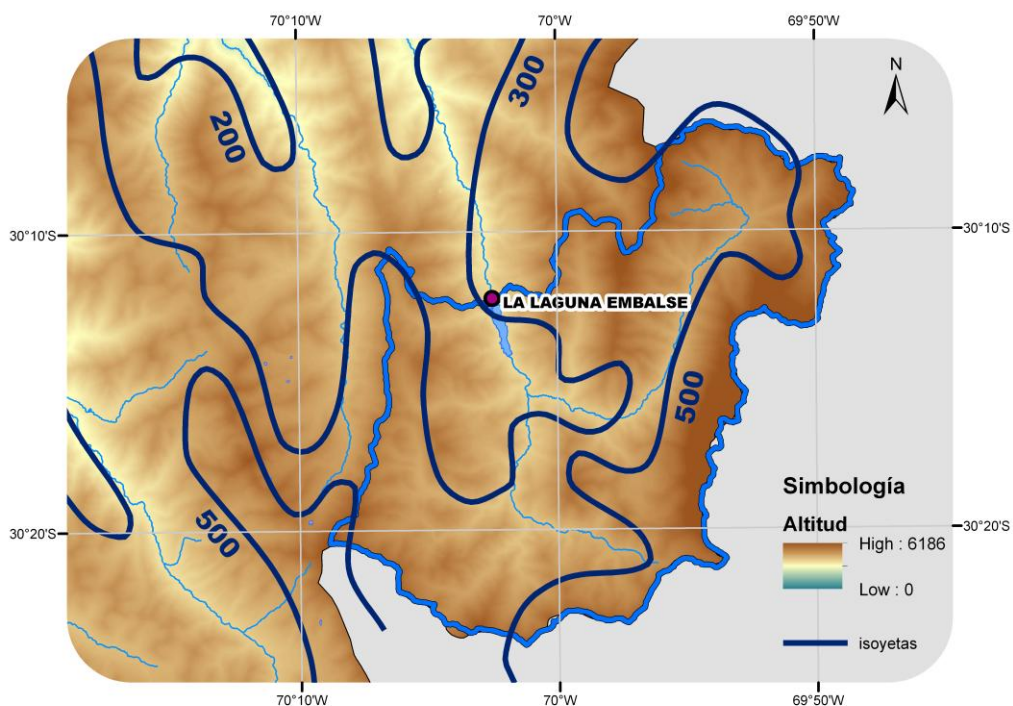


Figura 9 Delimitación de la subcuenca La Laguna en contorno azul claro. En contornos azul oscuro se muestran las isoyetas. El DEM de elevación mostrado en el fondo es de 30 m de resolución.

En consecuencia, los valores reales que se observarían en la zona por la DGA podrían ser mayores, pero nunca menores a estas isoyetas, es decir el GOP medio encontrado a partir de las estaciones de la DGA correspondería a un límite inferior del valor real.

¹⁶ Balance hídrico Nacional DGA, 1987.

4.1.2 En el modelo de reanálisis CFSR

En ausencia de mediciones directas de viento en altura en la zona cordillerana, se busca validar los valores obtenidos del CFSR en un lugar donde existan mediciones. Para esto se elige la vertiente oeste de la Sierra Nevada (USA), que tiene una configuración topográfica y enfrenta al flujo de los oestes en forma similar a la que existe en la parte centro-norte de la ladera oeste de la Cordillera de los Andes. En la Sierra Nevada, localizada en el estado de California, se mide el viento con perfiladores verticales pertenecientes a la red HMT-PSD, NOAA¹⁷.

Estos perfiladores han estado midiendo la magnitud y dirección del viento desde el año 2000, representando entonces un periodo suficientemente largo para hacer una validación de los datos de viento reanalizados por el CFSR.

En la Sierra Nevada se eligen dos puntos; la estación de CHICO (CCO) por el Norte, y la estación CHOWCHILLA (CCL) en la parte sur. La Figura 10 muestra la topografía y las estaciones utilizadas, que se detallan en la Tabla 3. Esta cordillera presenta en la parte sur una disminución de la precipitación por efecto del bloqueo del flujo, similar a lo que ocurre en la zona subtropical de Los Andes.

¹⁷<http://hmt.noaa.gov/>

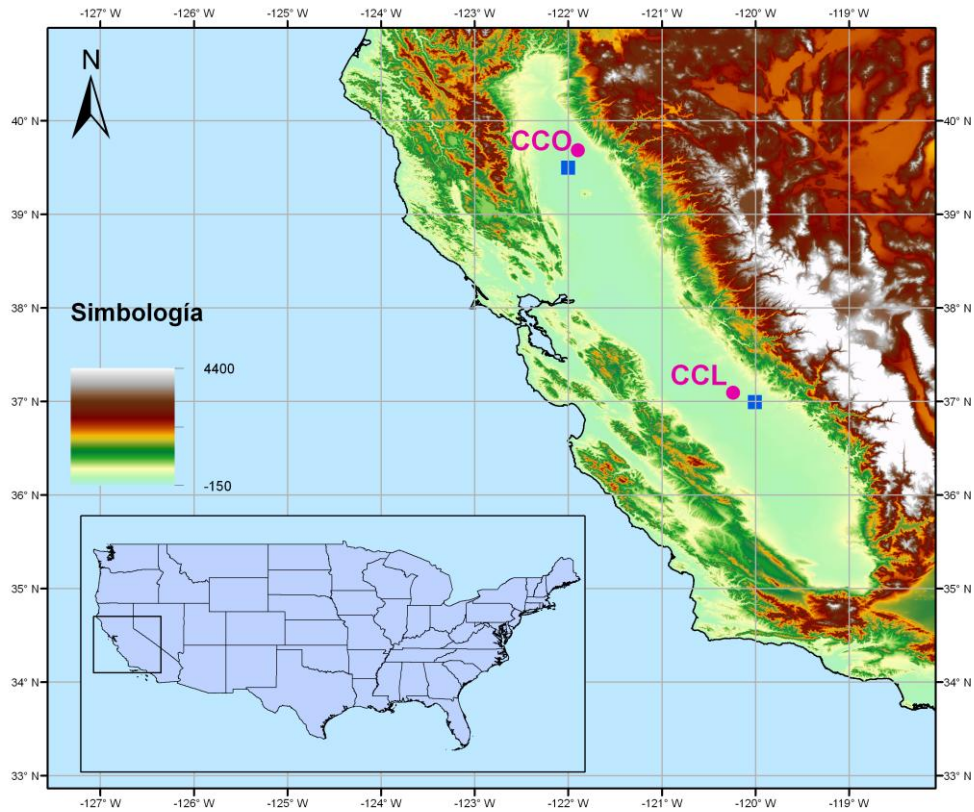


Figura 10 Localización de la Sierra Nevada en la zona oeste de Estados Unidos, con un DEM de altura ASTER-30m. Los puntos rosados representan la localización de las estaciones de perfiladores de viento y los cuadrados azules son la coordenada más cercana dentro de la grilla espacial del reanálisis CFSR.

Del periodo de años disponible de mediciones de los perfiladores (2000-2010), se buscaron todos los casos donde se detectó el máximo viento sobre la ladera que cumple las condiciones de Chorro de Barrera de la Sierra (SBJ=“*Sierra Barrier Jet*”), para luego comparar esa magnitud y altitud del viento máximo con los cálculos de viento más cercanos a la ubicación de la estación en el CFSR (presentados en la Figura 10).

Para identificar los episodios de SBJ en el reanálisis se utilizan los criterios de Neiman et al. 2010; (1) la mínima magnitud del viento debe ser 12 m/s, (2) la altitud del núcleo del máximo viento será menor a los 3.000 m, y (3) el viento V debe decrecer mas de 2 m/s al incrementar diferencialmente su altura, desde el núcleo de máximo viento y hasta 3 km a barlovento del máximo (Ecuaciones 1). Por la definición del chorro, es importante considerar que para la Sierra Nevada el viento paralelo al cordón montañoso tiene una dirección SSE, con un ángulo de inclinación de aproximadamente -20° con respecto al norte.

$$|V_{\max}| \geq 12 \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

$$z_{\max} \geq 3 \text{ km (Sierra Nevada)}$$

$$\frac{\partial V}{\partial z} < -2 \frac{\text{ms}^{-1}}{\text{km}}$$

Ecuaciones 1

Luego de obtener del CFSR todos los casos donde la identificación del SBJ cumplía con el criterio, se grafica la magnitud y altitud del viento máximo observado (abscisas) y el CFSR (ordenadas), considerando el promedio de todas las mediciones dentro de cada episodio de ocurrencia del SBJ.

En la Figura 11 se muestra los resultados de la estación CCO. Del total de casos medidos en este perfilador, solo 153 episodios (61% del total) muestran sin ambigüedad el SBJ entre los años 2000 y 2010, donde se puede ver que el CFSR se aproxima razonablemente en la representación tanto de la magnitud como de la altura del viento meridional máximo (de izquierda a derecha respectivamente), aunque subestima la magnitud para vientos sobre 25 m/s y en menor grado subestima la altitud del SBJ sobre 1.500 m. De otros trabajos de investigación en la Sierra Nevada, ej. Mass et al. (2002) se muestra que es frecuente en modelación atmosférica la ocurrencia de una subestimación en la magnitud del viento cuando es utilizan topografías simplificadas.

Tabla 3 Localización de las estaciones utilizadas en la validación de viento.

Estaciones de la Sierra Nevada				
Nombre	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (msnm)
CHICO	CCO	39,69	-121,91	41
CHOWCHILLA	CCL	37,11	-120,24	76

En el caso de la estación CCL se obtiene un resultado similar al anterior (Figura 12). Donde se encontró que en 32 episodios (68% del total observado) el CFSR representa sin ambigüedad la aparición del SBJ entre el 2003 y el 2010.

Con esto entonces se puede decir que el CFSR logra representar razonablemente las características del SBJ en una zona cordillerana similar la zona subtropical de Los Andes.

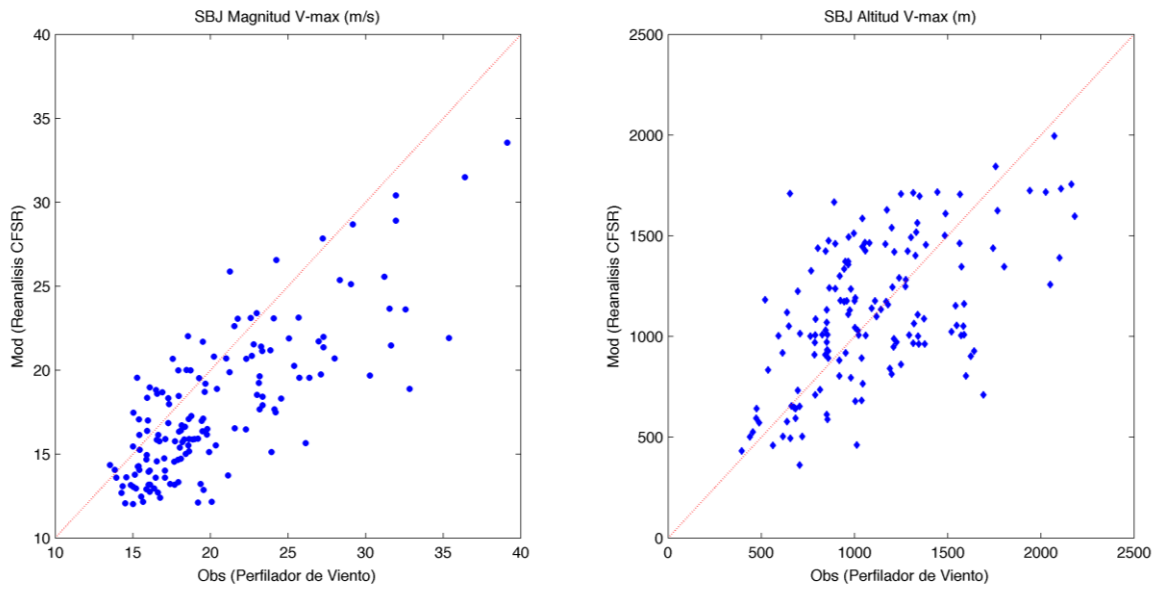


Figura 11 Análisis de dispersión del viento meridional entre valores obtenidos del CFSR y los observados en la estación CCO: magnitud del viento máximo (izquierda) y altitud del viento máximo (derecha).

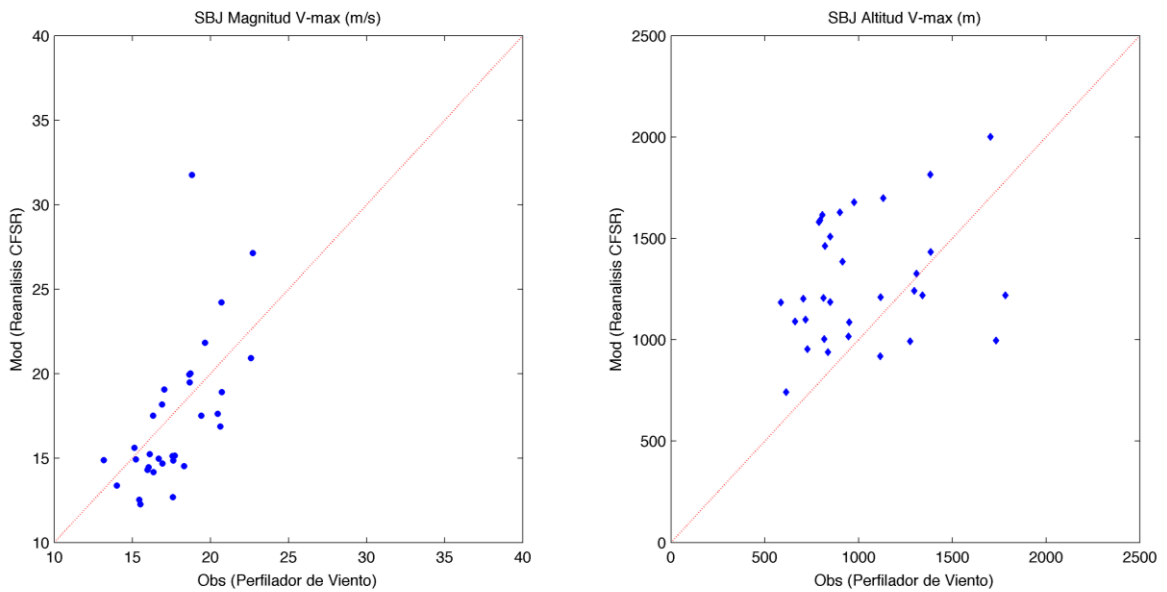


Figura 12 Análisis de dispersión del viento meridional entre valores obtenidos del CFSR y los observados en la estación CCL: magnitud del viento máximo (izquierda) y altitud del viento máximo (derecha).

4.2 Análisis de Curvas Doble Acumuladas

Usualmente las estaciones meteorológicas y fluviométricas que han estado midiendo durante décadas tienen errores de medición, tanto por periodos de tiempo donde el instrumento no experimentó una adecuada mantención y/o calibración, como por cambios en la localización de los sensores. Es por esto que un análisis previo de la información registrada es esencial para la confiabilidad de los datos.

Las Curvas Doble Acumuladas (CDA) sirven para identificar las fallas que se pueden producir por modificaciones en el sensor de medición, en la técnica de observación, errores instrumentales o de la lectura, cambios de instrumentación y hasta cambios en la localización de la estación. Estas curvas se construyen a partir de las observaciones a nivel anual acumuladas desde el año más actual al más antiguo, para luego graficar cada estación (eje ordenado) en relación a una estación patrón equivalente (en el eje de las abscisas) que se sabe tiene mediciones confiables.

Existen cuencas donde no se conoce la calidad de los datos o los cambios que han sufrido las estaciones como para lograr definir una estación patrón. En estos casos se utiliza, un patrón considerando un promedio de las mediciones acumuladas de las estaciones que no se están analizando. A continuación se muestran las CDA para las 6 estaciones de medición de precipitación en la Figura 13, donde se ve que en general la información tiene un buen comportamiento en cuanto a que mantiene la pendiente constante y a la continuidad de los datos. Sin embargo, se ve que las CDAs no son precisas en todo los tramos, esto se cree que ocurre porque el análisis se está realizando en una zona con topografía compleja y abrupta, lugares que no son aptos para obtener una correlación perfecta entre las precipitaciones de distintos puntos (Starcy & Hardison, 1960).

Para el caso de la primera estación del valle “La Serena (Escuela Agrícola)”, se ve que la pendiente tiene un quiebre, lo que se interpreta como una falla sistemática de los datos. En este caso, se realiza una corrección de los datos más antiguos (los valores más altos de la curva), pues se supone que la información de los años recientes es la más confiable. Para corregir se utiliza el método clásico de corrección de pendiente para las CDA donde se ajustan los valores incorrectos multiplicándolos por un factor de corrección que es la razón entre las pendientes. En la Figura 14 se ven los tramos y las pendientes con las que se corrige. También se muestra el resultado de cada año con diamantes y línea punteada en color gris.

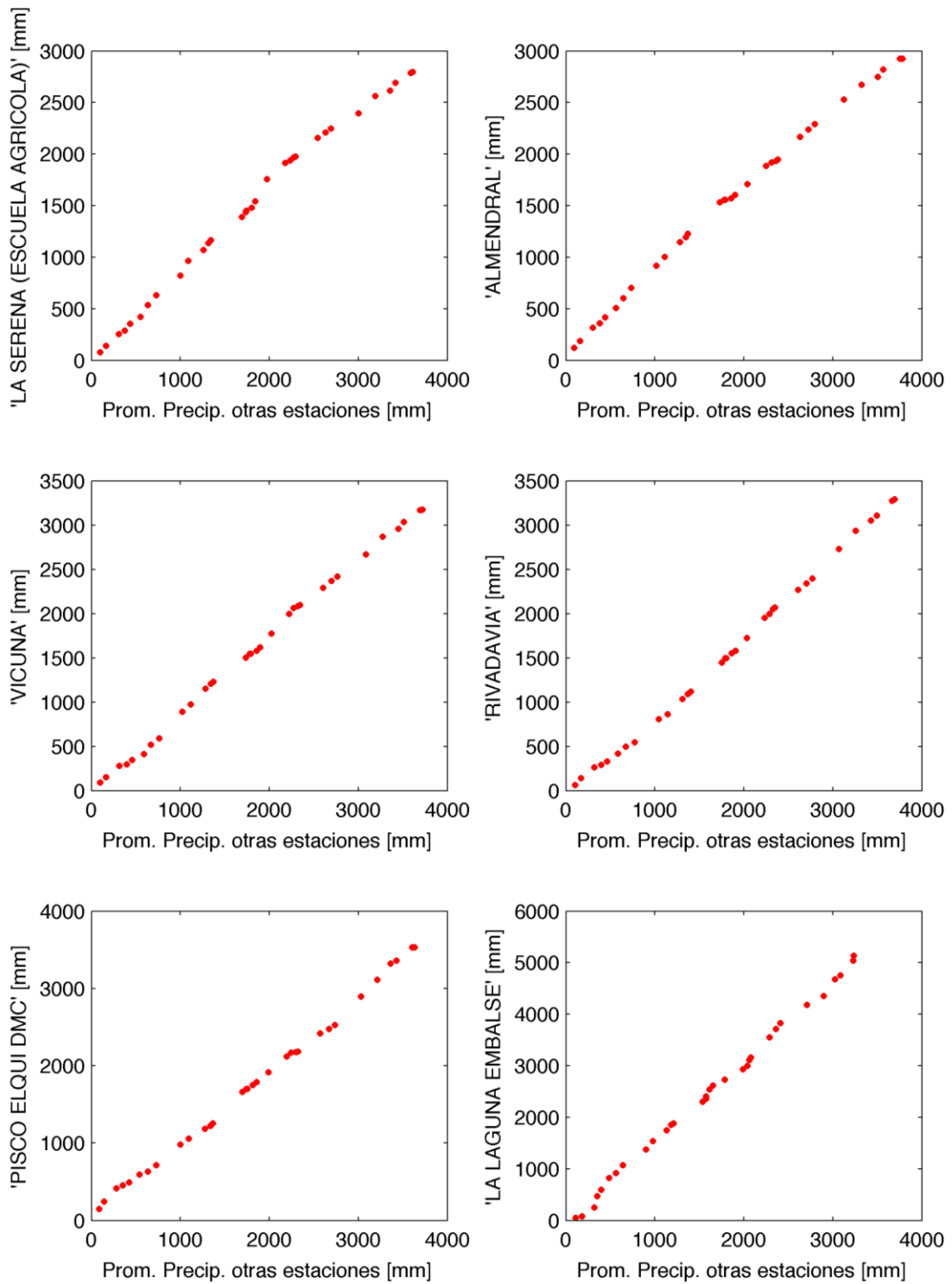


Figura 13 Curvas Doble Acumuladas de precipitación anual para las 6 estaciones meteorológicas o pluviométricas.

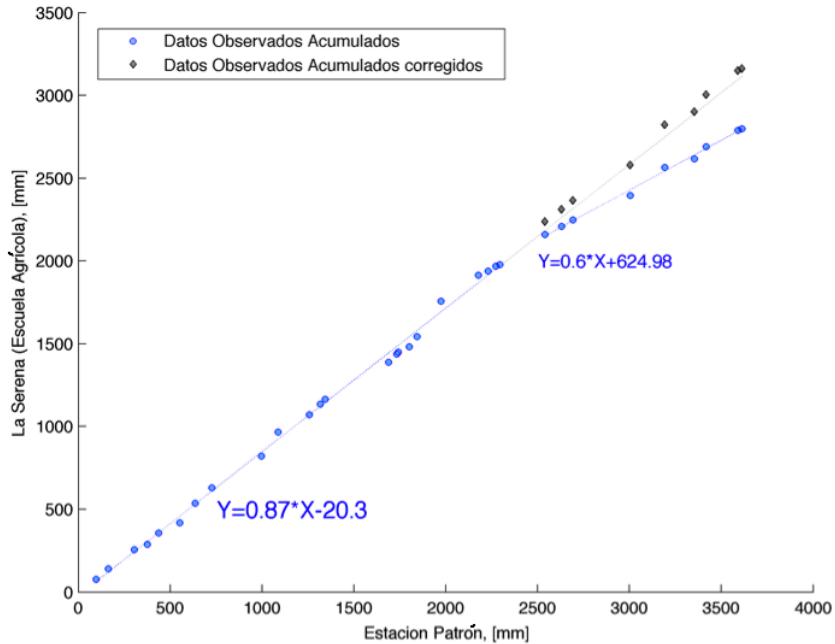


Figura 14 Curva CDA para la estación La Serena (Escuela Agrícola) en color azul. En los rombos grises se ve la corrección a la precipitación anual de los años entre 1979 y 1987.

Luego de esta corrección se revisan los datos observados originales comparándolos con los valores corregidos en una serie de tiempo anual, como se presenta en la Figura 15. En este gráfico se ve que la corrección utilizando las CDA produce cambios en cantidad de la precipitación anual a lo largo de los años, pero en todos los casos corresponde a un aumento de precipitación de un 44%.

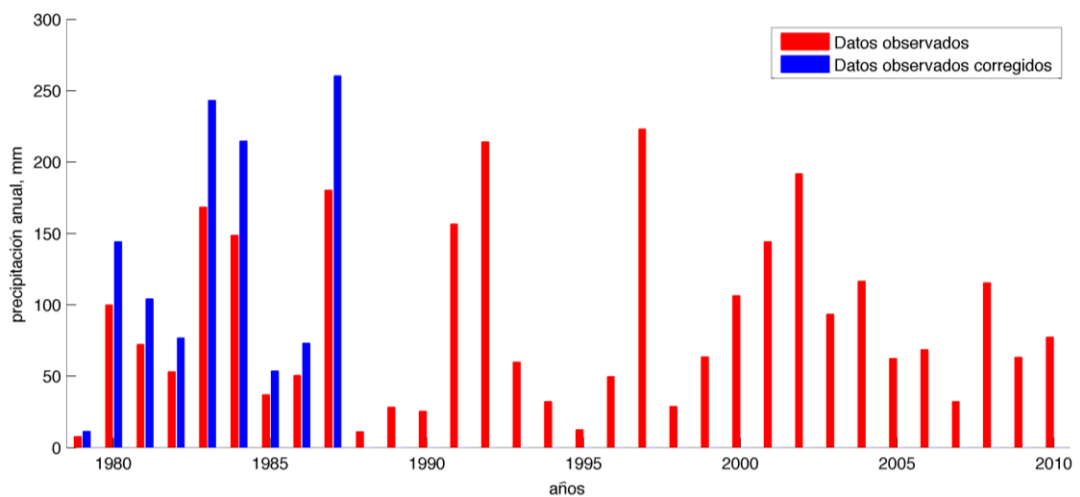


Figura 15 Serie temporal de la precipitación anual en la estación La Serena (Escuela Agrícola), con barras rojas los datos observados y en azul los datos corregidos mediante CDA.

Así, después de realizar la corrección de precipitación anual, se hace un ajuste de los valores diarios utilizando un factor que incremente la precipitación diaria para que la suma coincida con la corrección recién hecha. Este factor de ajuste es la razón entre la precipitación corregida y la precipitación medida (detalle de los valores anuales originales y corregidos se pueden ver en el Anexo 2).

Con este resultado se concluye la corrección de datos de precipitación, suponiendo así que la información está debidamente procesada y ordenada.

4.3 Definición y Selección de Tormentas Significativas

Un evento de precipitación o tormenta, corresponde a la precipitación acumulada en un cierto número de días consecutivos o casi-consecutivos (podría haber un día sin precipitación dentro de una tormenta) durante los cuales se acumula una cantidad de agua importante respecto del total de precipitación media anual.

En este trabajo se define una Tormenta Significativa (TS) como un evento de precipitación que en alguna de las estaciones de registro consideradas tuvo una contribución de más del 20% del total anual promedio en esa estación, lo que se considera como un aporte significativo a la cantidad de precipitación total por año. Este promedio es calculado sobre los últimos 32 años de información (donde la precipitación media anual es para La Serena: 98,8 mm/año y La Laguna 160,6 mm/año). Este concepto ayuda a limitar el análisis a casos discretos, los cuales representan en su conjunto un aporte significativo al total anual y que por otra parte, tendrán características meteorológicas bien marcadas (por la intensidad de los sistemas).

El procedimiento para seleccionar las TS se realiza construyendo un filtro que se desarrolla en el programa Matlab para evaluar la base de datos de series históricas de precipitación. Este filtro permite encontrar los días con precipitación que sumando sus días posteriores y anteriores correspondan a una TS. Este algoritmo se corre entre los meses de abril y septiembre durante los años 1979 y 2010. En la Tabla 4 se presentan las 69 TS que se logran detectar y en la Figura 17 se muestra la serie de precipitación por años y el total de contribución de las TS en las dos estaciones extremas que se utilizan para definir las TS analizadas en este estudio; La Serena y La Laguna. Se nota que las TS contribuyen en un gran porcentaje al total anual de la estación de La Serena y que para la parte alta las TS son menos contribuidoras, tal como se infiere de la Figura 16 donde más de la mitad de la precipitación caída en La Laguna corresponde a eventos menores (no a TS). Se nota también que el número de TS varía entre 1 y 5 para cada año. De esta misma figura, se puede inferir que la precipitación en la estación La Laguna relativa a La Serena, es de gran importancia para definir el gradiente de precipitación transversal en la cuenca.

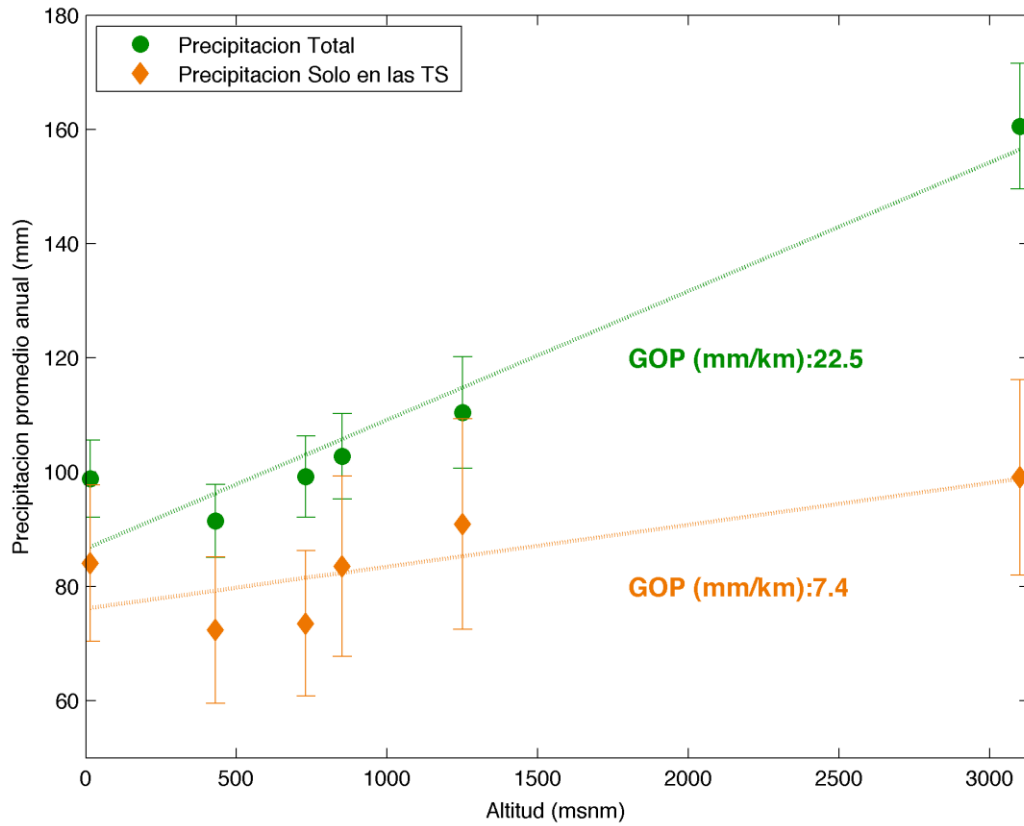


Figura 16 Precipitación promedio en el valle del Elqui para el total de agua caída por año y el total correspondiente a las tormentas consideradas en este estudio. Las barras verticales muestran el error estándar de estos gradientes. El valor del Gradiente Orográfico de Precipitaciones (GOP) es mostrado en el ajuste lineal para cada serie de datos.

Tabla 4 Listado de las 69 Tormentas Significativas con: Fecha de inicio y término, precipitación acumulada en las 6 estaciones y el GOP en la última columna. En rojo se marcan los montos de precipitación que definieron las Tormentas Significativas en La Serena, y en azul las de La Laguna (monto mayor al 20% del promedio total anual).

#TS	FECHA		PRECIPITACIÓN (mm/tormenta) EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS DGA						GOP
	INICIO	TÉRMINO	LA SERENA (ESCUELA AGRÍCOLA)	ALMENDRAL	VICUÑA (INIA)	RIVADAVIA	PISCO ELQUI (DMC)	LA LAGUNA EMBALSE	
1	10/04/80	11/04/80	36,1	16	44,4	61,9	98,1	97	24,0
2	14/05/80	18/05/80	0,0	0	0	0	0	63,5	22,2
3	23/06/80	24/06/80	20,2	17,5	11,8	13	0	18	-0,4
4	24/07/80	25/07/80	57,1	59	62,6	61	14,8	21	-14,6
5	11/05/81	12/05/81	58,5	32	22,9	12,5	11	0	-15,4
6	15/07/81	15/07/81	22,1	9,5	12,1	6,5	5,5	3	-4,7
7	05/08/81	06/08/81	6,5	4,5	9,5	15	16,9	36,5	10,5
8	08/05/82	08/05/82	21,7	8	4	15,3	20	22	2,8
9	15/07/82	17/07/82	13,7	18,9	33,7	61,5	132,5	170	54,9
10	12/08/82	13/08/82	31,5	37,3	22,3	11	5,5	0	-11,2
11	06/07/83	08/07/83	179,1	79,5	79,1	111,7	104,5	52	-27,8
12	28/08/83	28/08/83	21,5	21,5	23	21,4	15	8,5	-4,8
13	01/07/84	05/07/84	142,7	169	143,8	229,1	270,7	251,5	36,0
14	08/07/84	10/07/84	67,6	61,5	87,5	89,8	87,7	30	-13,8
15	28/07/85	29/07/85	27,6	35,5	38	32	34	5	-9,3
16	27/05/86	28/05/86	27,9	13,5	12,1	6,7	8,5	15	-1,9
17	12/08/86	14/08/86	18,6	31	25,4	25	26,3	33	3,3
18	05/05/87	05/05/87	23,5	8	8,5	4,5	6	3,5	-4,3
19	08/07/87	11/07/87	7,2	18,5	15,3	25,6	63	64	19,3
20	15/07/87	16/07/87	42,0	40	23	22	34,5	12	-8,7
21	21/07/87	25/07/87	167,6	121	112,2	120,7	68,1	74	-25,9
22	10/08/87	14/08/87	10,7	7	9,2	21,3	56,8	188,5	63,6
23	19/08/89	20/08/89	*	*	*	28,3	*	45,5	7,6
24	30/08/90	05/09/90	2,8	0	1	2,3	1,4	33,5	11,1
25	26/05/91	27/05/91	0	0	0	0	2	40,5	14,2
26	16/06/91	21/06/91	87,8	93	126,1	131	120	72,5	-8,6
27	16/07/91	19/07/91	27,3	35,5	37,1	32,5	26,5	25,5	-2,3
28	05/06/92	08/06/92	164,8	70	75,9	90,5	65,4	32,5	-31,3
29	24/06/92	25/06/92	25,7	13	11,1	5,5	1,8	0	-6,8
30	06/05/93	07/05/93	32,8	4	0,7	3,4	11	24,5	2,4
31	29/06/94	29/06/94	20,9	7,5	11,6	7	12,3	7,5	-2,5
32	19/07/94	20/07/94	1,5	7	19,3	46,5	38,7	58	17,7
33	03/07/96	07/07/96	27,8	7,5	17,1	19,2	16	7	-4,5
34	03/06/97	04/06/97	17,5	17	30	35,5	55,5	34	5,7
35	10/06/97	12/06/97	65,3	77	72,6	90	92,3	*	21,9
36	18/06/97	19/06/97	13,2	29,5	5,3	13,5	59	63,5	17,7
37	16/08/97	18/08/97	70,3	121,5	112,7	159	162,2	159,5	22,9
38	04/09/99	07/09/99	7	6,5	17,1	38	20,5	46	12,4

#TS	FECHA		PRECIPITACIÓN (mm/tormenta) EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS DGA						GOP
	INICIO	TÉRMINO	LA SERENA (ESCUELA AGRÍCOLA)	ALMENDRAL	VICUÑA (INIA)	RIVADAVIA	PISCO ELQUI (DMC)	LA LAGUNA EMBALSE	
39	23/06/00	24/06/00	21,2	44	50,8	47,5	33,5	21	-4,8
40	27/06/00	01/07/00	11	6,5	10,5	26	32,2	43	11,8
41	07/07/00	09/07/00	0	4,5	13	4	1,5	34	10,5
42	07/09/00	09/09/00	24,1	20,5	16,5	20	8,5	4,5	-6,4
43	17/07/01	19/07/01	66,4	38,5	23,8	21	42	30,5	-6,2
44	25/08/01	27/08/01	42,5	26	39,7	33	28,2	41	1,3
45	29/09/01	29/09/01	19,9	9,5	8	0,4	0	0	-5,1
46	13/05/02	14/05/02	15,3	22,5	12,6	31	27,5	42	8,5
47	25/05/02	26/05/02	48	36,5	51,8	47,5	44,4	40	-1,9
48	01/07/02	02/07/02	0	0	0	4,5	*	47	16,7
49	20/07/02	23/07/02	76,3	57,5	99,4	77	97	58,5	-4,9
50	25/08/02	27/08/02	39,6	36	28,5	20,5	18	5,4	-10,9
51	20/05/03	21/05/03	67,2	80,5	58,7	30	61,1	38	-10,0
52	03/07/03	07/07/03	19	11	7,6	13,3	20,5	57,5	15,2
53	20/07/04	21/07/04	44,2	41,5	34	41,5	14	11	-11,6
54	26/07/04	27/07/04	28	32,5	32,4	13,5	15	36,5	2,3
55	02/08/04	04/08/04	20,3	4,5	10,3	4	0	0	-4,9
56	24/04/05	27/04/05	0	0	3,9	8	7,4	37	12,6
57	10/06/05	18/06/05	1	0	0	0	0	77	26,7
58	27/08/05	28/08/05	0	0	3,5	14,5	26	36,5	12,8
59	06/06/06	08/06/06	21,2	6	3,6	4	2,8	9,5	-1,4
60	10/07/06	12/07/06	0,4	0	0	0,2	8	38	13,4
61	25/07/06	26/07/06	30	33,6	34,3	18	7,6	0	-11,4
62	12/06/07	14/06/07	12,1	22	9,4	7	23,5	73,5	21,1
63	05/07/07	07/07/07	0	5	0	6,5	7,5	89	30,5
64	18/06/08	18/06/08	31,5	45	19,1	47,5	51	25	-3,0
65	20/07/08	21/07/08	20	16	9	14,5	23,5	*	1,3
66	16/08/08	17/08/08	51,8	51,5	72,5	44,5	74,6	38	-5,0
67	27/06/09	28/06/09	21,9	38	24	32,5	17	9	-6,9
68	15/08/09	15/08/09	30	22	22,9	21,2	74,6	7	-5,0
69	17/06/10	18/06/10	22,8	18	21,1	16	14,6	7,5	-4,7

*: No hay datos en la base BNA entregada por la DGA.

?: Hay datos solo algunos días de la tormenta.

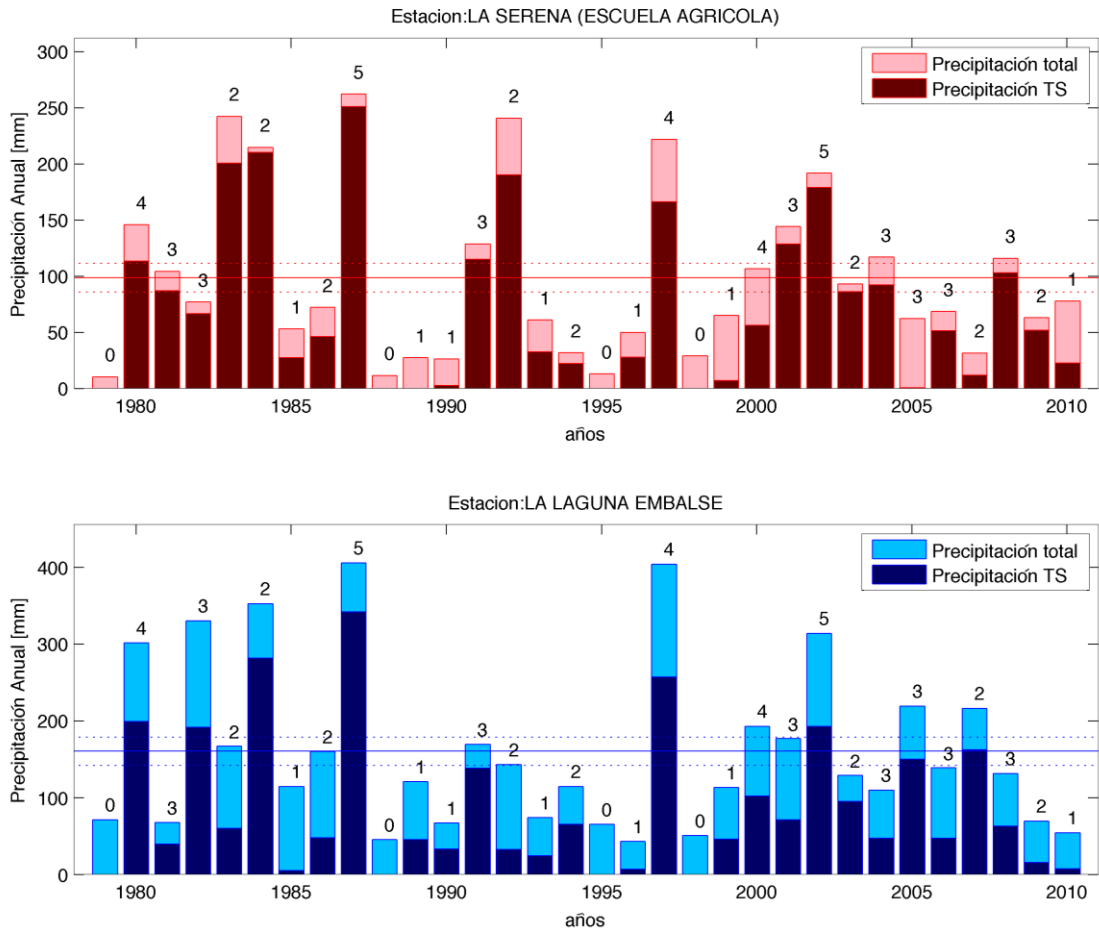


Figura 17 Serie temporal de la precipitación en La Serena (arriba) y La Laguna (abajo), donde se muestra en colores claros el total de precipitación por año, y en colores oscuros el total de precipitación acumulado solo por las TS. El número superior en cada barra representa la cantidad de TS en cada año. La línea continua corresponde al promedio de la precipitación total y en líneas punteadas se representa la desviación estándar.

4.5 Estimación del Gradiente Orográfico de Precipitación

Se determina un Gradiente Orográfico de Precipitación (GOP) como la tasa de cambio de precipitación en relación al cambio de altitud. Cuando el GOP es positivo en un evento, se define como una “Tormentas Típicas (TT)”, pues como se muestra en la Figura 16, en promedio la precipitación aumenta con la altitud. Por su parte, un GOP negativo corresponde entonces a un evento denominado “Tormenta Atípica (TA)”.

El valor del GOP varía entre un lugar de la cuenca y otro, o temporalmente (entre tormentas, o entre un año y otro), en este trabajo se considera solamente un GOP para cada tormenta en dirección oeste-este dentro de la cuenca del río Elqui. Para estimar el GOP se calcula el total de precipitación por tormenta en cada estación de la sección transversal a la cuenca (Figura 2). Entonces, a partir de una regresión lineal de la precipitación con la altura se obtiene el GOP, que en promedio da 7,4 mm/km para todas las TS consideradas entre las estaciones de La Serena y La Laguna (Figura 16).

Este gradiente difiere del que resulta del promedio total de precipitación anual (PTPA), pues se ve que para las estaciones de más baja altitud el promedio de las TS (ver Figura 16) es similar al del PTPA, a diferencia de la estación La Laguna Embalse donde las TS tienen un promedio de precipitación por debajo del 50% del PTPA. Esto se debe a que en la costa las tormentas son intensas y poco frecuentes, en cambio en la parte alta de la cordillera las tormentas suelen ser menos intensas y más frecuentes. Esto se puede ver en los datos analizados, que son presentados en la Figura 16.

Para ejemplificar el GOP, se muestra en la Figura 18 el promedio de las precipitaciones en las TS para 3 categorías de GOP, en la que se puede notar nuevamente la gran variabilidad espacial de la precipitación. Se ve que el GOP varía aproximadamente entre 19 y -12 mm/km en promedio para las tormentas Típicas, Neutras y Atípicas respectivamente. Aunque se espera que hayan más casos de TS Típicas, se presenta una cantidad similar de casos en esta figura, pues como se dijo anteriormente, son menos frecuentes las TS en la parte alta, que en la costa.

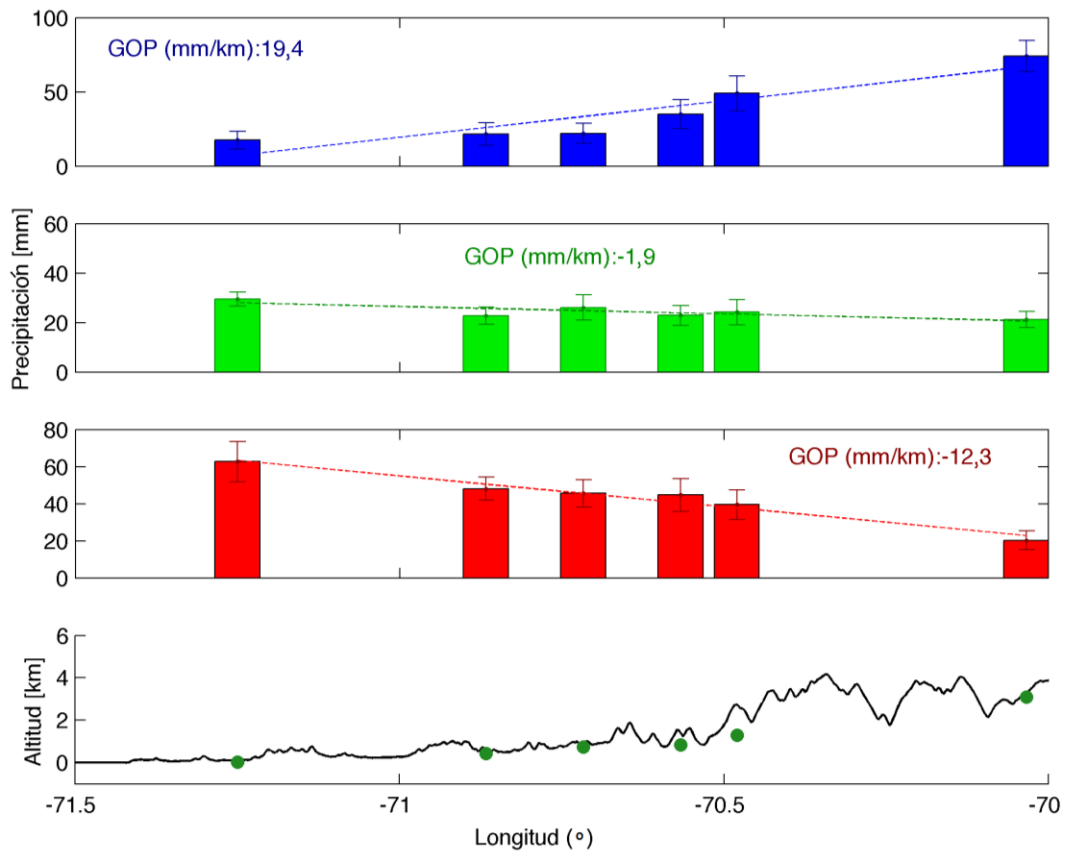


Figura 18 Precipitación promedio de las tormentas; (a) $GOP > 5 \text{ mm/km}$ (27 casos de TS), (b) $-5 \text{ mm/km} < GOP < 5 \text{ mm/km}$ (22 casos de TS) y (c) $GOP < -5 \text{ mm/km}$ (20 casos de TS). El panel inferior muestra el perfil topográfico de un corte en 30° de latitud Sur, y la altitud de las estaciones meteorológicas utilizadas. Las líneas verticales sobre las barras, muestran el error estándar de cada valor.

4.6 Representación meteorológica del grado de bloqueo

El GOP de una tormenta o de la precipitación total anual, es el resultado de una serie de factores ambientales que afectan el proceso de formación y activación de la precipitación en cada parte de la cuenca. Por ejemplo la estabilidad estática de la atmósfera cumple un rol primordial en el desarrollo o inhibición de la convección. En el caso de los Andes, si el aire que alcanza la parte superior de la cadena montañosa es estáticamente estable, éste subirá con dificultad y eventualmente se desviará hacia el sur, inhibiendo la precipitación.

A 30°S la atmósfera está influenciada por el anticiclón del Pacífico, que genera una atmósfera estable en capas bajas (inversión de subsidencia). Sin embargo, cuando ocurren eventos de precipitación, el ingreso de un sistema frontal o de una Baja Segregada desestabiliza la atmósfera. Luego de que el sistema pasa, la estabilidad vuelve a generarse con la entrada de una dorsal en la tropósfera media que sigue a la vaguada responsable de la perturbación (Wallace & Hobbs 2006; Garreaud & Rutllant 2006; Rutllant 1981). Por otro lado mientras menor sea la velocidad del aire que llega a la cadena montañosa y mayor la altura media, mayor es la posibilidad de que se produzca bloqueo.

4.6.1 Número de Froude

Para cuantificar el grado de bloqueo del flujo que incide perpendicularmente sobre una montaña de altura H , se utiliza el Número de Froude (Fr). El Fr al cuadrado representa la razón entre la energía cinética del flujo incidente y la energía potencial que es necesario vencer para sobrepasar una barrera (ej: Wallace & Hobbs 2006; Hughes et al. 2009),

$$Fr = \frac{U}{NH}$$

La variable U corresponde a la velocidad del viento perpendicular a la barrera topográfica que obstruye el flujo y N es la frecuencia de Brünt-Väisälä que representa la estabilidad estática del aire. Generalmente el número Fr se define para una atmósfera no saturada. La estabilidad estática del aire se representa por el número de Brünt-Väisälä para humedad moderada ($< 90\%$) como:

$$N_d^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{d\theta_v}{dz}$$

Donde:

Aceleración de gravedad: $g = 9,8 \text{ m/s}^2$

La temperatura potencial virtual: $\theta_v = T_v \left(\frac{P_s}{P}\right)^{\frac{R_d}{c_p}}$

Temperatura virtual: $T_v = T(1 + 0,608 \cdot q)$

Humedad específica: q

Temperatura: T

Presión superficial: P_s

Presión en el nivel buscado: P

Constante de los gases ideales para aire seco: $R_d = 287 \frac{J}{K \text{ kg}}$

Calor específico a presión constante: $c_p = 1.004 \frac{J}{K \text{ kg}}$

Sin embargo, en casos donde la humedad es muy alta y por consecuencia la atmósfera está cerca de condiciones saturadas ($HR > 90\%$), es más apropiado trabajar con otra expresión de Brünt-Väisälä (Durrant & Klemp, 1982)¹⁸;

$$N_m^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma_m \right) \left(1 + \frac{L_v q}{R_d T} \right) - \frac{g}{1 + q} \frac{dq}{dz}$$

En que:

Gradiente de temperatura adiabático saturado: Γ_m

Calor latente de evaporación: $L_v = 2.500.000 \frac{J}{kg}$

En el caso de Brünt-Väisälä húmedo N_m^2 , se deben desarrollar algunas aproximaciones para lograr calcular este valor a partir solamente de los resultados de modelos como los reanálisis. Primero se debe calcular la ecuación de Clausius-Clapeyron para la derivada de la humedad específica saturada q_s con la temperatura a presión p constante.

$$\left(\frac{dq_s}{dT} \right)_p = \frac{m_v L_v}{R^* T^2} q_s$$

Con:

Masa molar del aire húmedo: $m_v = 0,018 \frac{kg}{mol}$

Constante Universal de los gases: $R^* = 8,314 \frac{J}{K \text{ mol}}$

Con esto entonces, se puede calcular el gradiente de temperatura adiabático saturado (Γ_m), considerando que la humedad específica (q) es aproximadamente igual a la razón de mezcla (w).

¹⁸ El uso de esta ecuación para ambientes saturados se menciona también en Hughes et al. (2009).

$$\Gamma_m = \frac{\Gamma_d}{1 + \frac{L_v}{c_p} \left(\frac{\partial w_s}{\partial T} \right)}$$

Con todas las expresiones anteriores, es posible estimar el número de Froude para todos los periodos de tiempo y alturas en las que ocurren las TS.

4.6.2 Chorro de Barrera Andino

El aire al verse impedido a ascender se frena, perdiendo su equilibrio geostrófico y así desviándose hacia las bajas presiones (hacia el polo). Sobre la ladera el aire se embalsa, generándose una sobrepresión que da origen a un nuevo equilibrio geostrófico con un viento en forma de chorro paralelo a la topografía (Rutllant, 1983). Una descripción detallada del origen Chorro de Barrera Andino (CBA) se encuentra en el Anexo 1. Un Chorro corresponde a un flujo de aire que contiene un máximo de velocidad relativo permanente o semipermanente que supera ciertos umbrales. En particular, el CBA es un flujo paralelo al eje principal de la cordillera, que se produce por continuidad del viento oeste de gran escala al estar impedido de cruzar la cadena montañosa y que impacta sobre la parte media alta de Los Andes (Rutllant, 1983; Kalthoff et al. 2002).

Como se ve más adelante en este trabajo, el CBA está asociado con los patrones espaciales (GOP) y cantidad de precipitación acumulada en la parte alta de la cuenca. Se encontró que el CBA está en 59 de las 69 TS durante más de la mitad del tiempo de las tormentas, (calculado con datos del modelo de reanálisis CFSR).

Para visualizar el CBA, se calcula un promedio (durante los días de tormenta, a pesar de que esté o no presente durante todo el evento, pues el criterio es que el chorro persista más de la mitad del tiempo de la tormenta) del viento meridional V en un corte transversal justo sobre el valle del Elqui (30°S) para las 59 TS, el cual es mostrado en la Figura 22.

En la sección de “Resultados y Análisis”, se ve que el reanálisis CFSR muestra fehacientemente el Chorro de Barrera Andino, como se esperaba luego de una validación en La Sierra Nevada, donde existen varios trabajos asociados al chorro de barrera presente en esta cadena montañosa y que presentan relación con la distribución del GOP; Lundquist et al.(2010), Neiman et al. (2010) entre otros. Estas investigaciones fueron la base para definir la metodología y criterios de análisis de este trabajo.

4.7 Representación meteorológica en escala sinóptica

El análisis de los patrones meteorológicos que afectan el GOP en otra escala espacial es de suma importancia, porque explica algunos mecanismos forzantes del comportamiento de la atmósfera en estas tormentas extremas que son difíciles de identificar en escalas más pequeñas.

Por ejemplo la identificación del tipo de circulación atmosférica y advección de temperatura y/o vorticidad, son determinantes para lograr clasificar las tormentas con respecto al sistema que la generó.

Como se menciona en el segundo capítulo en la sección de “Condiciones Meteorológicas”, los sistemas que producen precipitación se clasifican en escala sinóptica según su origen en (1) Frentes Fríos asociados con centros de Baja presión que se desplazan hacia latitudes bajas, y en (2) Bajas Segregadas; que se originan en núcleos fríos en altura, generalmente a partir de una vaguada profunda que lleva aire frío a zonas subtropicales.

5 Resultados y Análisis

5.1 Análisis de Mesoescala

5.1.1 Fr v/s GOP

Utilizando las ecuaciones para una atmósfera seca (promedio de $HR < 90\%$) y húmeda (promedio de $HR \geq 90\%$), presentadas en la sección “Representación meteorológica del grado de bloqueo” y con una altura de la obstrucción aproximada a un valor menor al promedio de la altitud máxima de la cordillera en esta zona; $H=5.000$ m (como se muestra en el recuadro derecho de la Figura 19, donde las máximas altitudes en la cuenca justo superan los 6.000 m), se calcula el Fr, como un indicador relativo, dentro de un área espacial definida en la Tabla 5 y el panel izquierdo de la Figura 19.

Para este cálculo se utiliza el viento zonal U y las variables necesarias para calcular el número de Brunt-Väisälä en los niveles de presión entre 850 y 500 hPa, los cuales limitan a la capa de la atmósfera que se ve justamente obstruida por la cordillera cuando tiene un flujo proveniente del oeste. La superficie horizontal mostrada en la Figura 19 está dibujada al noroeste del valle del Elqui, ya que corresponde al área desde donde provienen las masas de aire que aun no se han encontrado con el continente y a la dirección (noroeste) que frecuentemente tiene el viento en los eventos de tormenta (ej. Seluchi et al. 2006). Posteriormente estas variables atmosféricas se promedian en el tiempo y en el espacio para obtener un solo valor de Fr en cada TS. Y así calcular un valor medio de las TSA y las TST como se presenta más adelante.

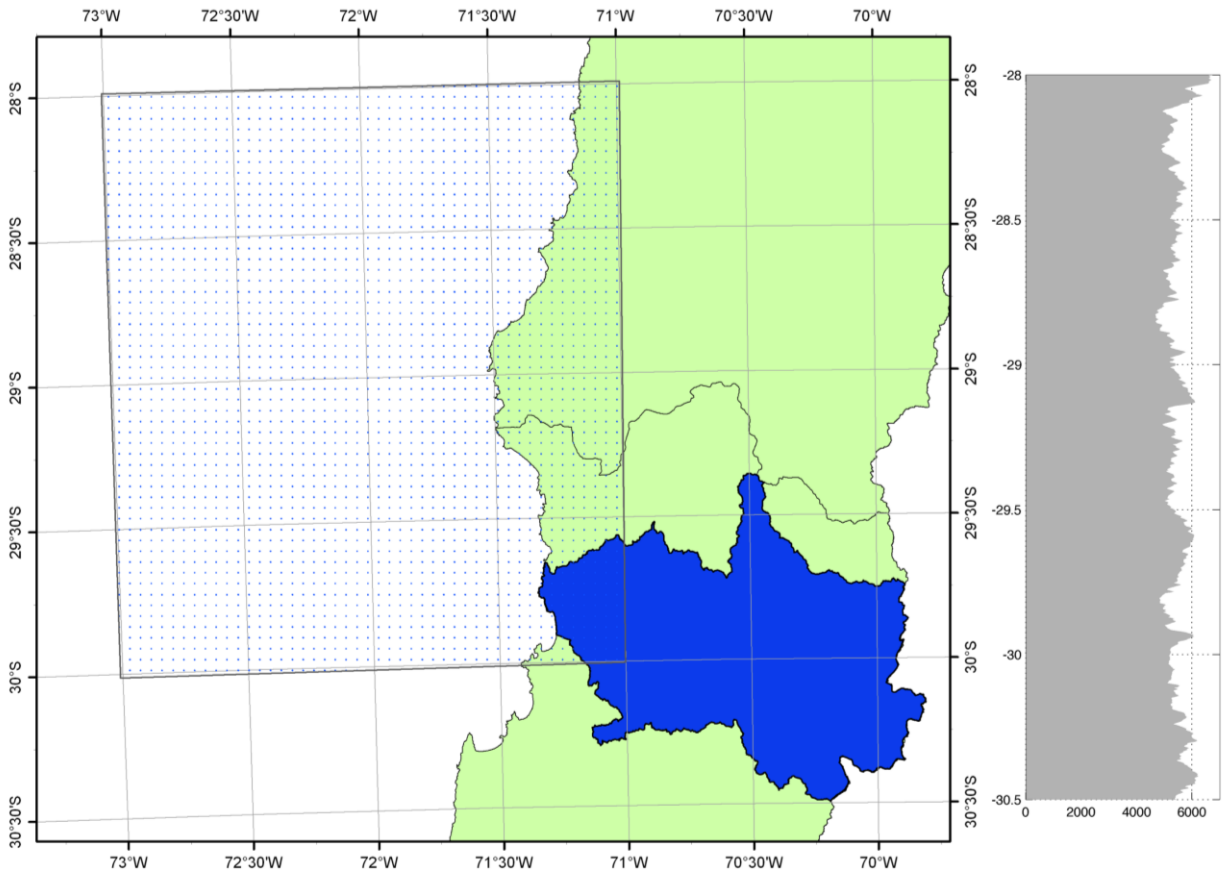


Figura 19 En el panel izquierdo se nota el recuadro punteado del área utilizada para calcular el promedio de viento zonal y del parámetro N de estabilidad. En el costado derecho se presenta la altitud máxima de la cordillera para cada latitud.

Tabla 5 Coordenadas y niveles de presión del área tomada para hacer el cálculo del Numero Fr promedio por tormenta. A la derecha se ve el resultado del número de tormentas que pertenecen a cada categoría de número de Fr. En el último recuadro se muestra el número total de tormentas analizadas en este estudio.

Localización del recuadro						Número de Tormentas		
Latitud (°S)	Longitud (°O)	Niveles de altura (hPa)		Fr ≤ 0,11	Fr ≥ 0,16	Total		
28	30	73	71	850	500	25	13	69

Para clasificar los valores del número de Fr obtenidos del cálculo anterior, se muestra un histograma en la Figura 20 de los valores promedio de Fr para cada tormenta, donde se define un límite superior de 0,16 y uno inferior de 0,11 para identificar los casos “menos bloqueados” y los “muy bloqueados” respectivamente.

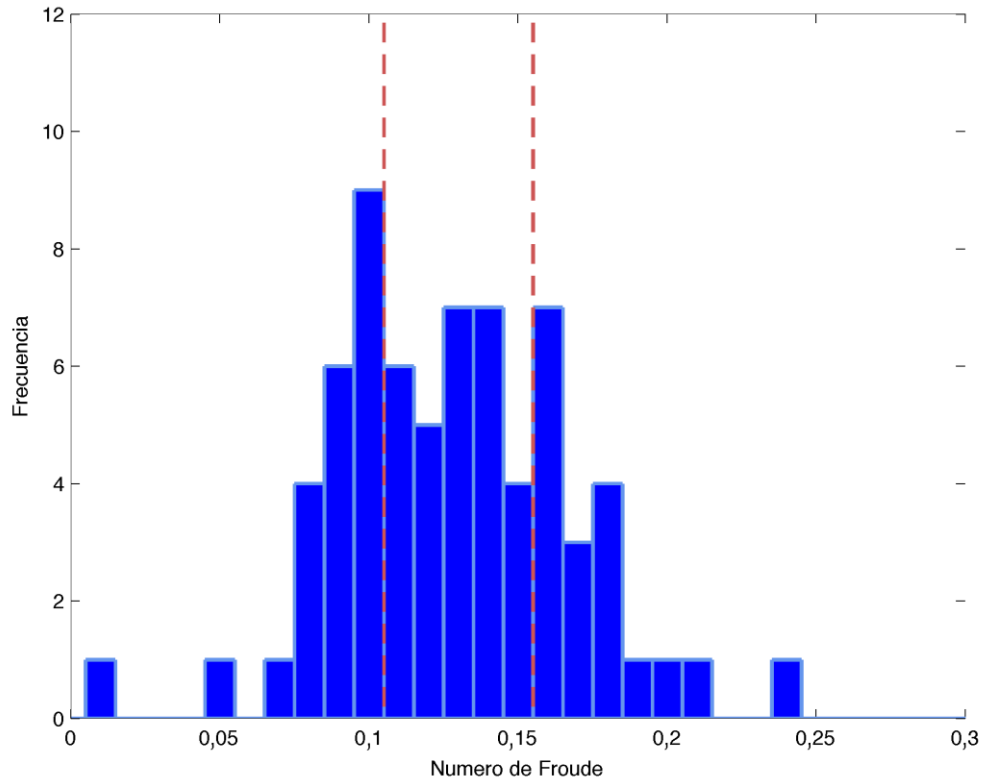


Figura 20 Histograma del Número de Froude para el total (69 eventos) de tormentas analizadas. Las líneas segmentadas muestran los límites superior e inferior que se utilizan para definir dos clasificaciones de Fr.

De la clasificación anterior, se consideran 18 eventos con condiciones atmosféricas “menos bloqueadas” y 22 eventos “muy bloqueadas”. Con cada grupo de estas tormentas se grafica un promedio del GOP que se muestra en la Figura 21, donde se nota que el GOP para $Fr > 0.16$ es, en promedio, más grande que para $Fr < 0.11$. Considerando las barras del error estándar, se ve que para tormentas con mayor bloqueo tanto la cantidad de precipitación como el GOP son significativamente menores que para tormentas donde el bloqueo es bajo.

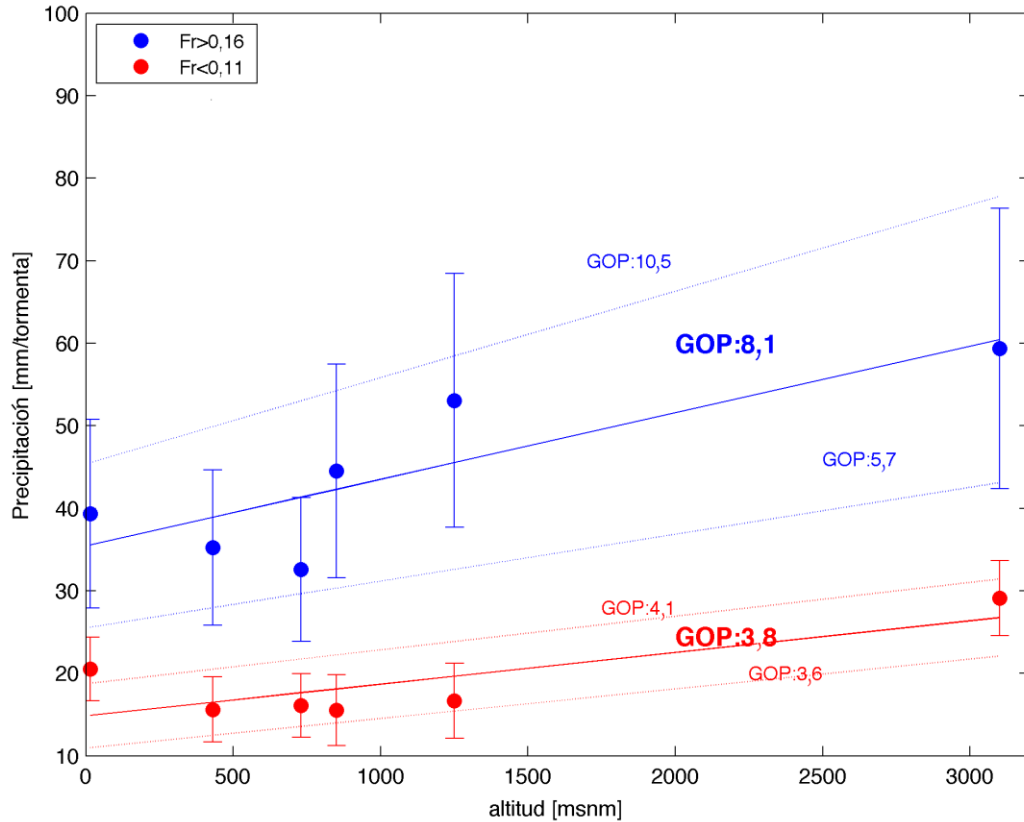


Figura 21 Comparación del GOP (mm/km) para distintos números de Froude. Con $Fr > 0,16$ son 18 TS, y para los casos con mayor bloqueo ($Fr < 0,11$) son 22, para el promedio entre 850 y 500 hPa. Las líneas punteadas son ajustes lineales a los valores de error estándar que muestran las barras verticales en cada punto.

En otros trabajos, donde se analiza el número de Froude bajo la misma metodología, como en Hughes et al. (2009) y Barrett et al. (2010), se nota que la cantidad y el gradiente de precipitación con el Fr se correlacionan positivamente en las diferentes zonas de estudio, y especialmente, entre la mayor cantidad y gradiente de precipitación con los números de Fr grandes (ej. curva azul en la Figura 21), pero no tan claramente con el caso inverso (ej. curva roja en la Figura 21), como se presenta también en trabajos desarrollados en la Sierra Nevada (como Neiman et al. 2010).

5.1.3 CBA v/s GOP

Identificación del CBA

Utilizando la definición de (Neiman et al. 2010) como se mostró en el subcapítulo de “Estabilidad y Bloqueo del Flujo”, se definen los criterios espaciales para definir el Chorro en la zona de la cordillera de Los Andes,

$$\begin{aligned} |V_{\max}| &\geq 12 \frac{\text{m}}{\text{s}} \\ z_{\max} &\leq 4 \text{ km (Andes)} \\ \frac{\partial V}{\partial z} &< -2 \frac{\text{m}\cdot\text{s}^{-1}}{\text{km}} \end{aligned}$$

Ecuaciones 2

Estas ecuaciones indican que: (1) la magnitud del viento meridional máximo debe superar 12 m/s, (2) la altura del máximo viento debe ser menor a 4 km, pues si sobrepasa esta altitud no será un chorro sobre la ladera de la cordillera. Y por último (3) se busca que el gradiente vertical alrededor del máximo viento meridional disminuya a más de $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1} / \text{km}$, para que así el máximo viento sea absoluto. Un último criterio temporal utilizado, dice que una TS tiene un CBA cuando en más del 50% del tiempo en que duró la tormenta se cumple todas las condiciones anteriores.

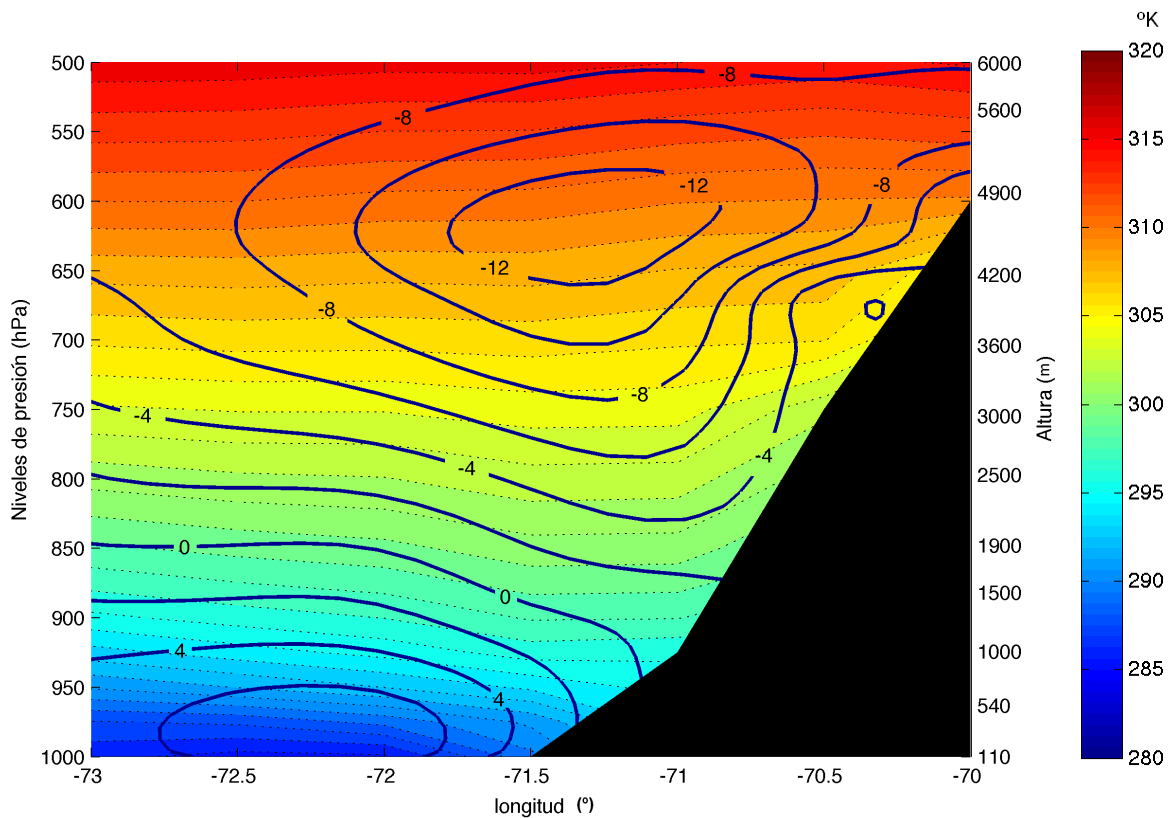


Figura 22 Viento meridional promedio de todas las tormentas con CBA identificado, en contornos en (m/s) y temperatura potencial en colores de fondo. El área en negro corresponde a la topografía en 30° S del modelo CFSR.

Relación entre las características del CBA y el GOP

Observando la relación entre las características del CBA y el GOP de las tormentas se encuentra que la altura del CBA tiene una correlación negativa con el GOP promedio, consistente con lo encontrado por Lundquist et al. (2010).

El histograma de la Figura 23 muestra que la altura del chorro en los eventos de tormenta más frecuente, está alrededor de los 3.000 m de altura, y que las máximas alturas se ubican sobre 3900 m. Las líneas punteadas azules son límites que se utilizan para categorizar la altura del CBA.

Se define un “CBA bajo” para eventos donde la altitud del Chorro es igual o inferior a 2.800 msnm, y un “CBA alto” será cuando esté sobre los 3.500 m.

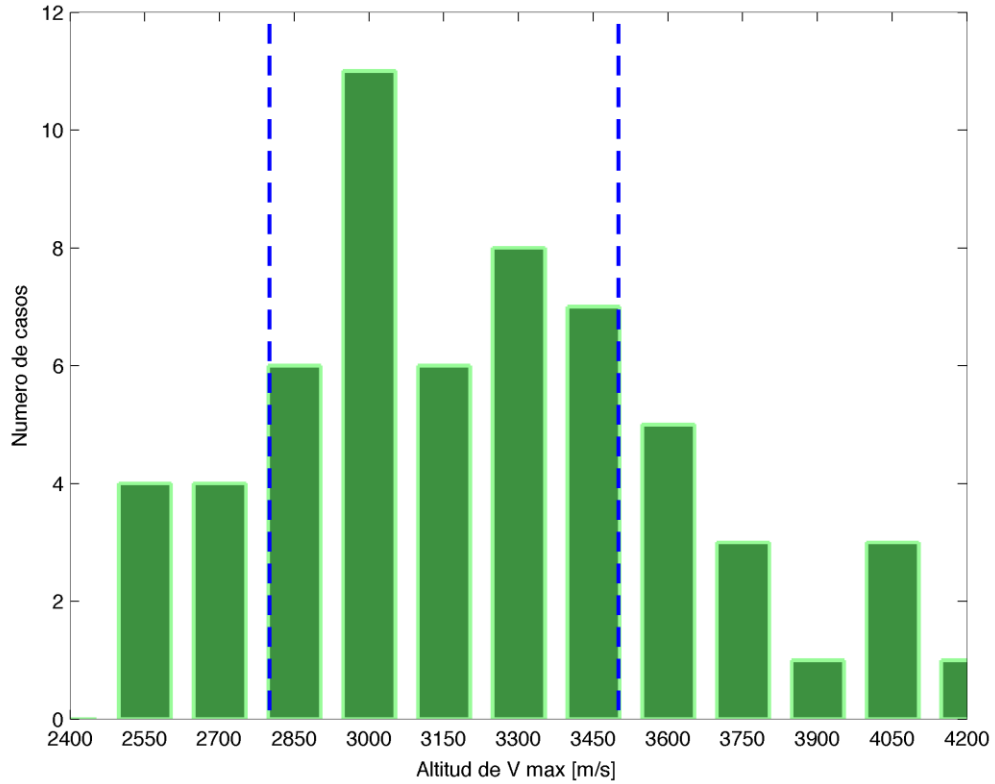


Figura 23 Histograma de la altitud del CBA solo para los eventos donde se identificó el Chorro (59 casos de 69 entre 1979 y 2010). Las líneas punteadas muestran los límites de altitud que se utiliza para clasificar los CBA altos y CBA bajos.

En la Figura 24 se nota que el GOP es alto para casos con CBA bajo; las tormentas logran un fuerte incremento de precipitación en las zonas altas, y también mayor cantidad de precipitación en toda la cuenca en comparación a los casos con CBA alto, donde el GOP se invierte y la cantidad de precipitación es menor. Para esta clasificación, se nota en este mismo gráfico que los valores de GOP, incluyendo su variabilidad estadística, no se traslapan, es decir que estadísticamente, nunca un CBA alto tendrá un GOP como el CBA bajo.

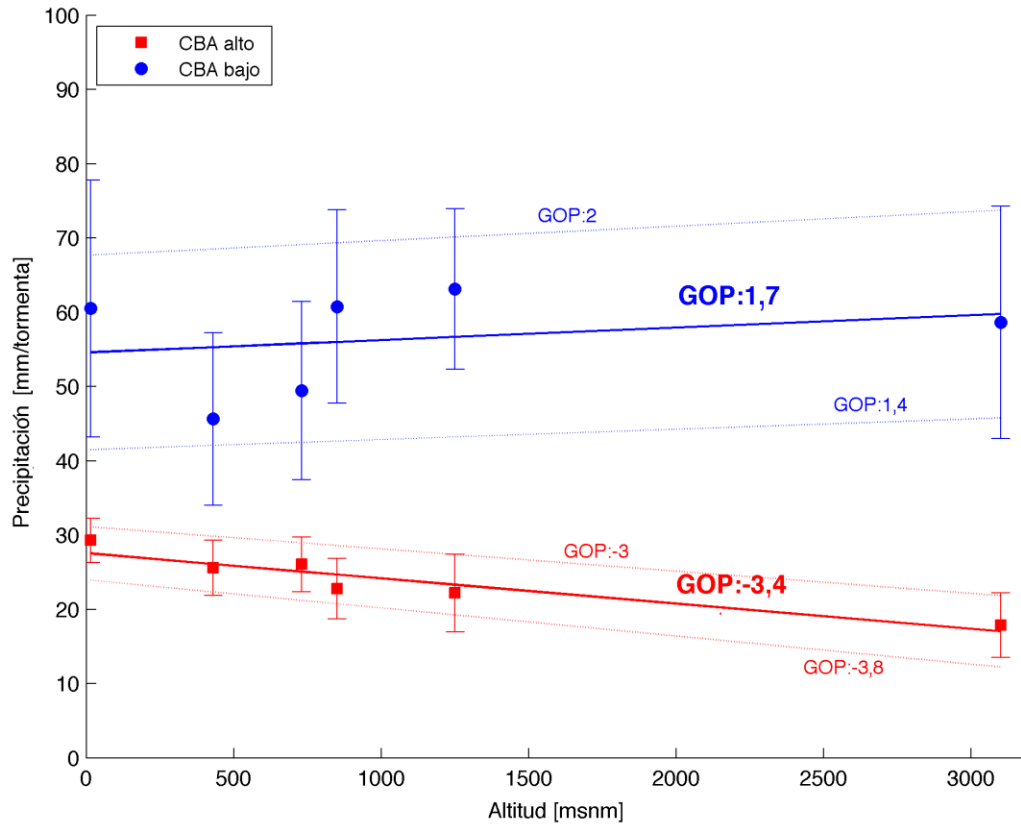


Figura 24 Representación del GOP promedio para casos donde las tormentas tuvieron mas del 50% del tiempo; (azul) un CBA en una altura bajo 2.800 m (11 casos de TS), y (rojo) un CBA con una altitud sobre los 3.500 m (14 casos de TS). Las líneas continuas gruesas corresponden a ajustes lineales de los valores promedio de precipitación y las líneas suaves son ajustes lineales del error estándar representado en las barras verticales para cada caso.

5.1.4 Resumen de resultados por tipo de tormenta

Tabla 6 Listado de las TST, con la precipitación acumulada en las estaciones extremas, el GOP, el Fr y la altura y magnitud del CBA.

TORMENTAS SIGNIFICATIVAS TÍPICAS (TST)						
#TS	PRECIPITACIÓN [mm]		GOP [mm/km]	Fr	CBA	
	LA SERENA (ESCUELA AGRÍCOLA)	LA LAGUNA EMBALSE			ALTITUD [m]	MAGNITUD [m/s]
1	36,1	97,0	24,0	0,124	2776	-21,4
2	0,0	63,5	22,2	0,104	3083	-15,3
7	6,5	36,5	10,5	0,098	*	*
8	21,7	22,0	2,8	0,160	3373	-26,1
9	13,7	170,0	54,9	0,167	*	*
13	142,7	251,5	36,0	0,193	2936	-18,6
17	18,6	33,0	3,3	0,093	2531	-15,1
19	7,2	64,0	19,3	0,133	3111	-16,2
22	10,7	188,5	63,6	0,203	2677	-18,2
23		45,5	7,6	0,126	3699	-15,4
24	2,8	33,5	11,1	0,096	3211	-14,7
25	0,0	40,5	14,2	0,089	3337	-13,7
30	32,8	24,5	2,4	0,105	*	*
32	1,5	58,0	17,7	0,155	3254	-16,0
34	17,5	34,0	5,7	0,099	2503	-21,6
35	65,3		21,9	0,080	2530	-21,2
36	13,2	63,5	17,7	0,131	3118	-22,5
37	70,3	159,5	22,9	0,148	3444	-28,8
38	7,0	46,0	12,4	0,143	3644	-19,4
40	11,0	43,0	11,8	0,134	2983	-15,9
41	0,0	34,0	10,5	0,111	3421	-16,0
44	42,5	41,0	1,3	0,097	3451	-24,2
46	15,3	42,0	8,5	0,117	2971	-29,4
48	0,0	47,0	16,7	0,126	*	*
52	19,0	57,5	15,2	0,074	*	*
54	28,0	36,5	2,3	0,078	3648	-28,7
56	0,0	37,0	12,6	0,083	*	*
57	1,0	77,0	26,7	0,105	3269	-16,5
58	0,0	36,5	12,8	0,159	3234	-15,4
60	0,4	38,0	13,4	0,083	*	*
62	12,1	73,5	21,1	0,205	2808	-19,9
63	0,0	89,0	30,5	0,185	*	*
65	20,0		1,3	0,112	3035	-21,2

* Estas TST no muestran un CBA que cumpla con las condiciones impuestas.

Tabla 7 Listado de las TSA, con la precipitación acumulada en las estaciones extremas, el GOP, el Fr y la altura y magnitud del CBA.

TORMENTAS SIGNIFICATIVAS ATÍPICAS (TSA)						
#TS	PRECIPITACIÓN [mm]		GOP [mm/km]	Fr	CBA	
	LA SERENA (ESCUELA AGRÍCOLA)	LA LAGUNA EMBALSE			ALTITUD [m]	MAGNITUD [m/s]
3	20,2	18,0	-0,4	0,117	*	*
4	57,1	21,0	-14,6	0,115	3081	-25,4
5	58,5	0,0	-15,4	0,086	2941	-21,1
6	22,1	3,0	-4,7	0,147	4130	-24,1
10	31,5	0,0	-11,2	0,143	3488	-25,8
11	179,1	52,0	-27,8	0,177	2733	-17,0
12	21,5	8,5	-4,8	0,013	*	*
14	67,6	30,0	-13,8	0,161	2838	-21,7
15	27,6	5,0	-9,3	0,110	2870	-20,7
16	27,9	15,0	-1,9	0,137	3504	-17,7
18	23,5	3,5	-4,3	0,055	2786	-23,3
20	42,0	12,0	-8,7	0,238	3680	-23,1
21	167,6	74,0	-25,9	0,107	2710	-25,3
26	87,8	72,5	-8,6	0,128	2611	-17,6
27	27,3	25,5	-2,3	0,088	3321	-18,5
28	164,8	32,5	-31,3	0,147	2956	-21,9
29	25,7	0,0	-6,8	0,180	3369	-21,8
31	20,9	7,5	-2,5	0,096	4000	-21,8
33	27,8	7,0	-4,5	0,127	2778	-18,8
39	21,2	21,0	-4,8	0,159	3542	-17,1
42	24,1	4,5	-6,4	0,089	3232	-16,5
43	66,4	30,5	-6,2	0,167	3068	-21,5
45	19,9	0,0	-5,1	0,090	3652	-19,0
47	48,0	40,0	-1,9	0,116	4072	-32,5
49	76,3	58,5	-4,9	0,138	3074	-22,0
50	39,6	5,4	-10,9	0,109	3727	-16,8
51	67,2	38,0	-10,0	0,119	3012	-28,0
53	44,2	11,0	-11,6	0,139	4013	-16,7
55	20,3	0,0	-4,9	0,163	3463	-26,2
59	21,2	9,5	-1,4	0,101	2926	-18,4
61	30,0	0,0	-11,4	0,182	3973	-21,6
64	31,5	25,0	-3,0	0,170	2759	-13,0
66	51,8	38,0	-5,0	0,149	2982	-13,2
67	21,9	9,0	-6,9	0,155	3414	-17,0
68	30,0	7,0	-5,0	0,140	3584	-21,3
69	22,8	7,5	-4,7	0,143	3165	-18,6

* Estas TSA no muestran un CBA que cumpla con las condiciones impuestas.

5.2 Análisis Sinóptico

Este subcapítulo tiene por objetivo identificar patrones sinópticos para diferenciar los sistemas que generaron Tormentas Significativas Típicas o Atípicas.

Para lograr un patrón claro, es decir que las señales principales que identifican las TS se muestren sin ambigüedad, se utilizan solo las TST con $GOP > 10$ mm/km: mostradas al lado izquierdo y las TSA con $GOP < -10$ mm/km, mostradas al lado derecho de las siguientes figuras.

5.2.1 Altura Geopotencial en la tropósfera media (500 hPa)

En el análisis del campo de Altura del Geopotencial en 500hPa, se muestra en la Figura 25 que para el compuesto de las TST, la vaguada se identifica, en promedio, solo en latitudes altas. En cambio para las TSA, el eje de la vaguada se ve más marcada hasta el trópico. Esto supone que para tormentas TSA la vaguada o la baja son más profundas.

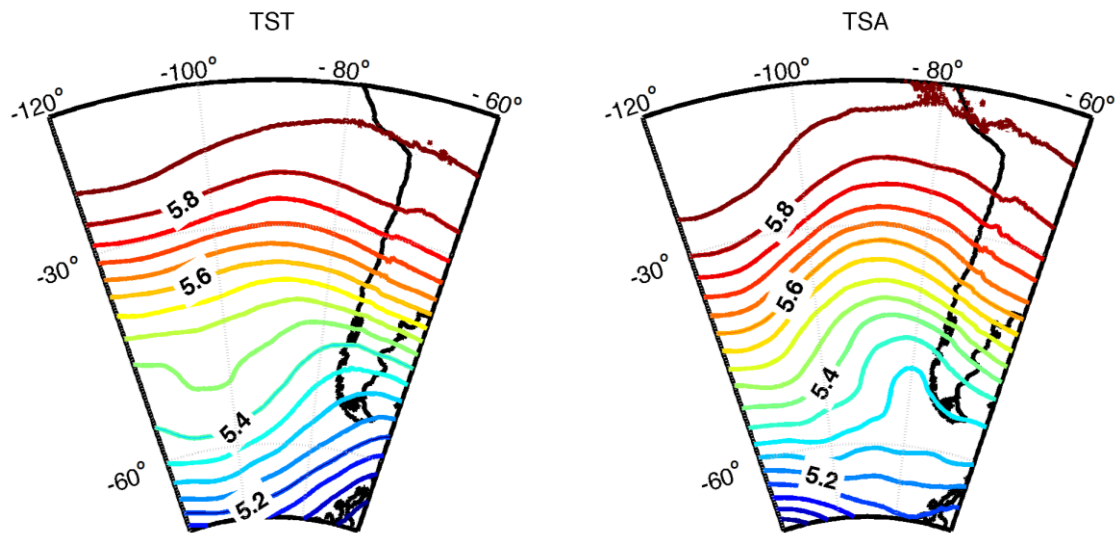


Figura 25 Compuesto en 500 hPa de altura del geopotencial en contornos (km). La figura de la izquierda corresponde al promedio de los 24 casos de tormentas con $GOP > 10$ mm/km, y el de la derecha es el promedio de los 10 casos con $GOP < -10$ mm/km.

5.2.3 Anomalías de Altura Geopotencial en 500 hPa

En el compuesto de anomalías de altura Geopotencial en 500 hPa (Figura 26) se ven valores negativos (cyclónico) en los subtrópicos, acompañados con valores positivos (anticiclónicos) en latitudes altas para ambos tipos de TS. Sin embargo, las anomalías positivas y negativas para los casos TST (izquierda) parecen mostrar patrones de bloqueo, y en los casos de TSA patrones de Bajas Segregadas.

Del análisis hecho por Rutllant y Fuenzalida (1991) y por Garreaud (1995), se pueden relacionar las TST con el patrón sinóptico que identifica como A1 (en el trabajo de Garreaud), donde existe una teleconexión de la actividad convectiva anómala del Pacífico con la precipitación en Chile Central, y que suele ser más frecuente durante años que pertenecen a la fase cálida del ciclo ENSO. En cambio, la configuración de las TSA muestran una deformación de la alta de bloqueo hacia el este del sur del continente, similar al patrón A2 presentado también por Garreaud (1995).

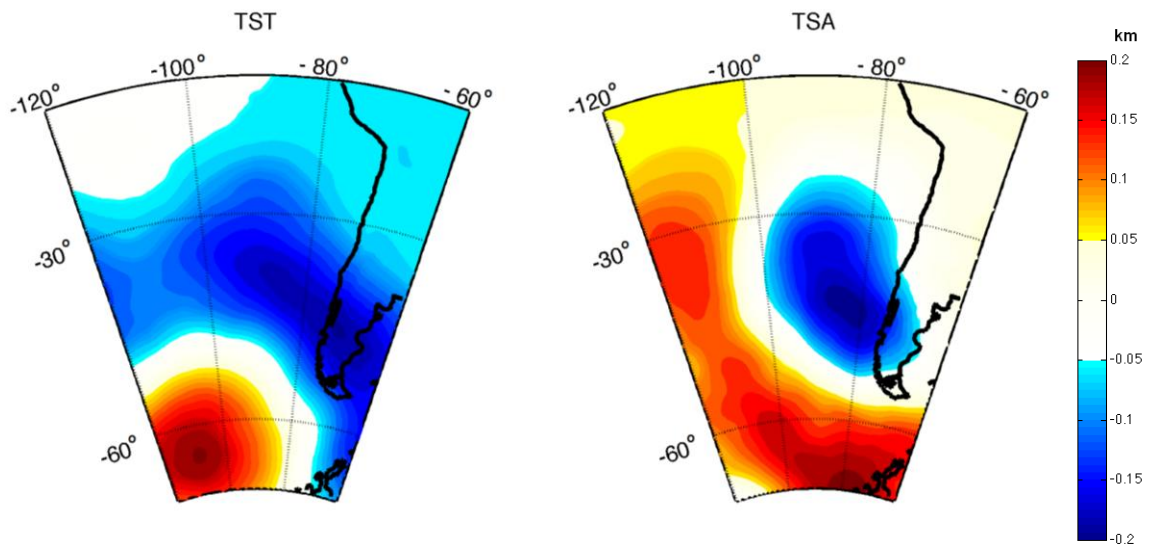


Figura 26 Compuestos en 500 hPa de anomalías de altura del geopotencial en sombreado (km). La figura de la izquierda corresponde al promedio de los 24 casos de tormentas con $GOP > 10$ mm/km, y el de la derecha es el promedio de los 10 casos con $GOP < -10$ mm/km.

5.2.5 Viento Horizontal (v) y Velocidad Vertical (ω)

Otras características frecuentes para cada tipo de tormentas se muestran la Figura 27; una convección costera (ω negativa) más intensa en las TSA y a su vez, un mayor descenso de aire (ω positiva) en la ladera de barlovento. El viento también muestra que tiene una componente oeste más dominante en las TST, que favorece un número de Fr mayor.

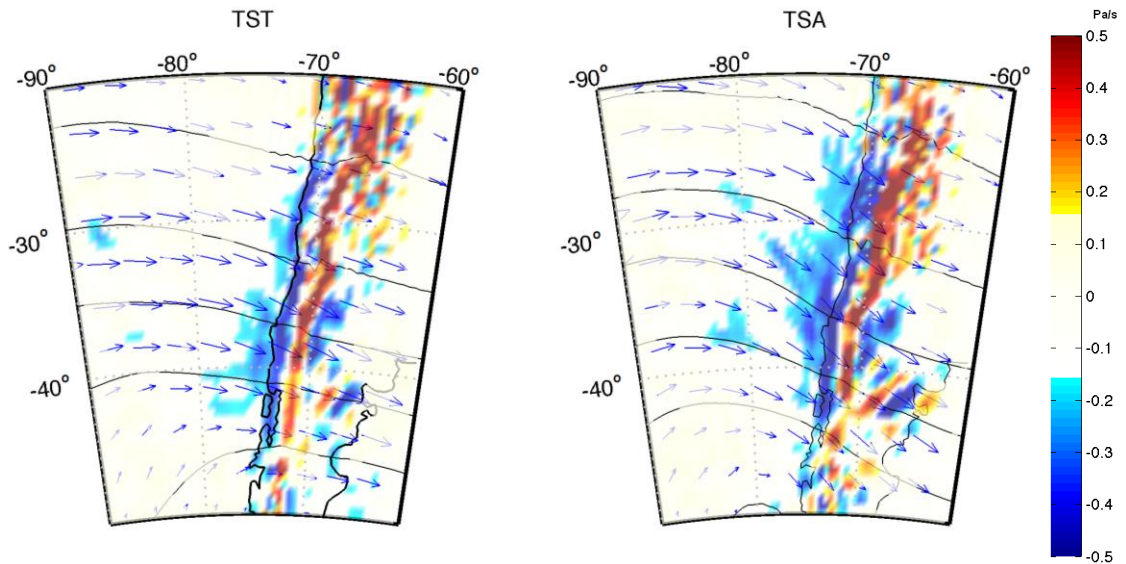


Figura 27 Compuestos en 500 hPa de viento en vectores, geopotencial en contornos, y velocidad vertical ω en sombreado (Pa/s). La figura de la izquierda corresponde al promedio de los 24 casos de tormentas con $GOP > 10$ mm/km, y el de la derecha es el promedio de los 10 casos con $GOP < -10$ mm/km.

5.2.6 Vorticidad Potencial en 315 Kelvin

La Vorticidad en un fluido, es el campo vectorial definido por el rotor de la velocidad (Holton, 2004). La Vorticidad Potencial por su parte, es un valor que se conserva siguiendo la trayectoria de un flujo adiabático y sin fricción.

En escala sinóptica las cartas de Vorticidad Potencial (VP) en superficies de igual temperatura potencial, muestran importantes características que también pueden ser vistas en las cartas convencionales (superficies de igual presión) como son; dorsales, vaguadas, Bajas Segregadas, Anticiclones de Bloqueo, etc. (Smith, 2003).

Las cartas de compuestos de VP (Figura 28) respaldan la hipótesis de que las TST son frecuentemente generadas a partir de frentes fríos en tormentas que se trasladan hacia el Ecuador por la presencia de una alta de bloqueo en la parte sur, mientras que las Atípicas muestran nuevamente, de forma más frecuente, los patrones de circulación de centro de baja presión en altura, donde se destaca una mayor ocurrencia de perturbaciones de Bajas Segregadas en 30°S para las TSA (menor valor en las TSA en la línea de 30°S).

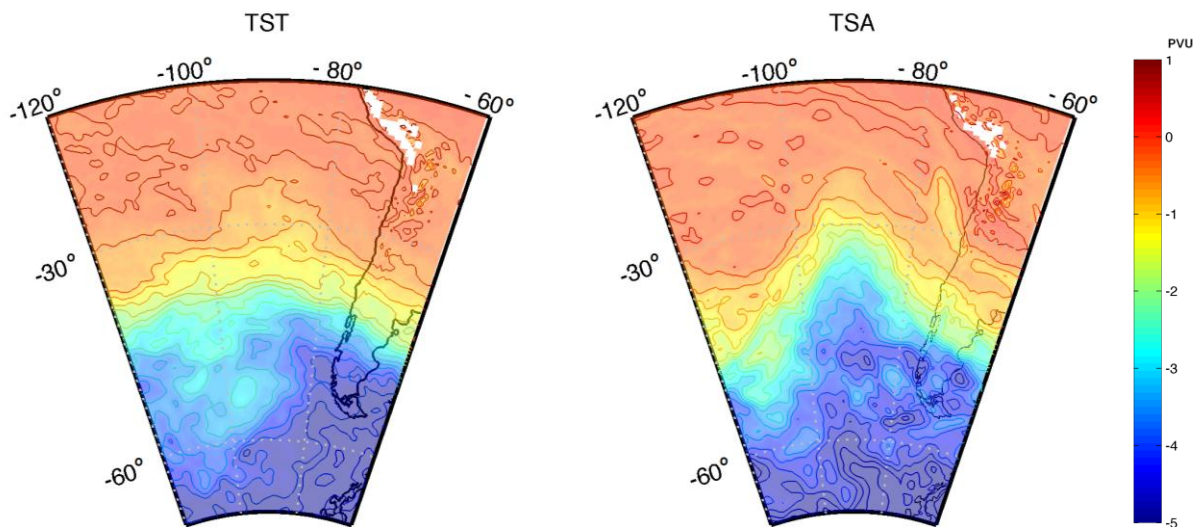


Figura 28 Compuestos de Vorticidad Potencial en unidades de PVU ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ kg s}^{-1}$) en la iséntropa de 315 K. La figura de la izquierda corresponde al promedio de los 24 casos de tormentas con $\text{GOP} > 10 \text{ mm/km}$, y el de la derecha es el promedio de los 10 casos con $\text{GOP} < -10 \text{ mm/km}$.

Cuando se realiza un análisis caso a caso de cada tipo de TS, se ve que éstas presentan una gran variabilidad, dentro de cada grupo (TST y TSA), en las cartas sinópticas a 500 hPa de geopotencial y viento (Figura 25 y Figura 27), aunque para esta última carta las TSA muestran una velocidad vertical en la costa más intenso en la mayoría de sus casos.

En las figuras de caso a caso como la Figura 33 de corte transversal que muestra velocidad vertical y viento meridional (ω y v , respectivamente) para 30°S , se ve que en casi todos los casos de TST hay un ascenso de aire (color azul) cercano o sobre la cima de los Andes, lo que no se ve tan frecuente en los casos de TSA.

En las cartas individuales de anomalía de geopotencial en 500 hPa se ve más frecuente el caso de la Alta de Bloqueo (en latitudes altas) en la zona oeste para las TST, tal como en el compuesto.

Las de Vorticidad Potencial muestran un leve mayor frecuencia de Bajas Segregadas en las cartas de TSA, de hecho solo hay 2 eventos con esta señal clara en las TST.

5.3 Relación entre GOP, Caudal y Precipitación Anual

El caudal de salida de una cuenca es el resultado de diversos y complejos procesos hidrológicos. El primer proceso se inicia con la precipitación. Por otra parte, el caudal tiene una distribución espacial y temporal particular en cada cuenca (o subcuenca) lo que podría estar relacionado en parte con la distribución espacial que tuvo la precipitación.

En esta sección se analiza la relación que puede existir entre el GOP, el caudal y la precipitación de la cuenca. Para esto se selecciona la estación fluviométrica “Río Elqui en Algarrobal”, la estación pluviométrica “La Laguna Embalse”, y el GOP calculado a nivel anual con una regresión lineal de la información obtenida de las mismas 6 estaciones de precipitación que se utilizan en este trabajo. La localización de las estaciones y área de drenaje de la estación fluviométrica se ven en la Figura 29. De esta figura se puede observar que la elección de la estación “Río Elqui en Algarrobal” se debe a que mide el caudal drenado de toda la zona media-alta del valle del Elqui. Esta subcuenca recibe nieve en la parte alta y precipitación líquida en la zona media durante el invierno.

El caudal de la estación fluviométrica tiene un ciclo estacional que puede ser representado en un hidrograma, el cual muestra el flujo base del río, las variaciones del flujo y los caudales máximos en la época de mayor temperatura y menor precipitación. En la Figura 30 se muestra el hidrograma medio mensual de la estación “Río Elqui en Algarrobal”, donde se ve un flujo base de aproximadamente $8 \text{ m}^3/\text{s}$ y un extremo en el mes de diciembre, lo que define el régimen de la cuenca como nival.

Analizando la precipitación de las 6 estaciones en relación al caudal observado en Algarrobal, se encontró que la estación de “La Laguna Embalse” es la que mejor distribuye el GOP con la precipitación y el caudal, pues como se mencionó anteriormente, la cuenca es de régimen nival y es en esta estación donde se registra la nieve que cae en parte alta de la cuenca.

En la Figura 31 se muestra la relación entre el caudal medio anual y la precipitación total anual de LA “Laguna Embalse”, mostrando también una clasificación del GOP en colores. Se puede ver que existe una relación positiva entre el caudal y la precipitación, que hace consecuente el hecho de que el mayor aporte al caudal de deshielo está siendo registrado. Por otra parte, se ve que los puntos azules que representan un $\text{GOP} > 22 \text{ mm/km}$, es decir, mayor al promedio anual, tienen una distribución por sobre el promedio en casi todos los casos. En cambio son los puntos rojos, los cuales representan $\text{GOP} < 0 \text{ mm/km}$ (años con GOP negativo), se encuentran solo en la zona inferior izquierda del ajuste promedio.

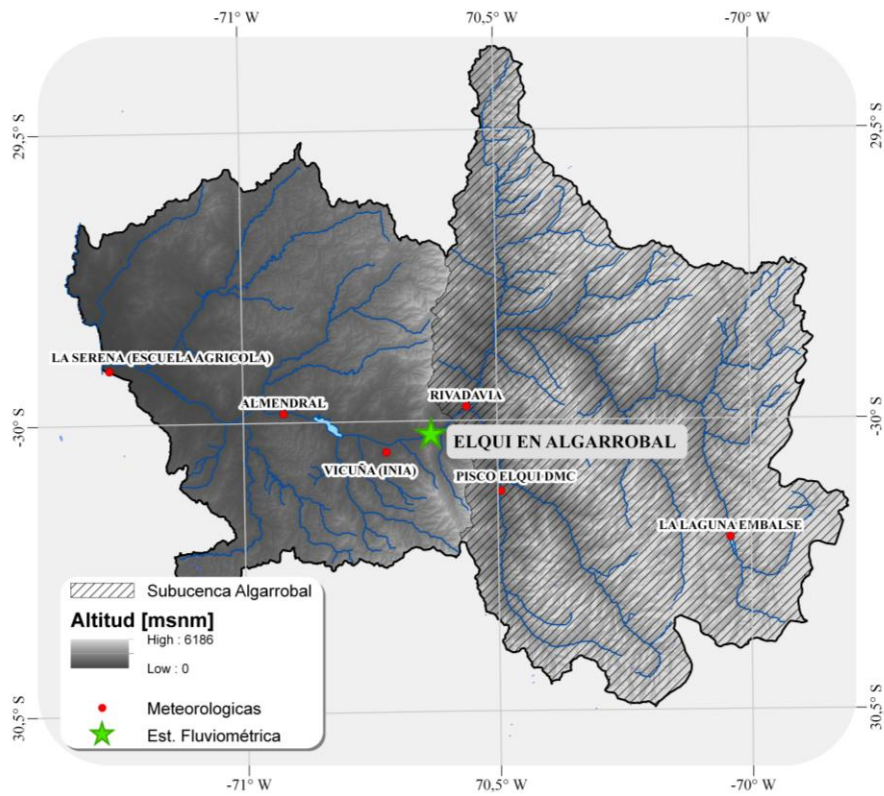


Figura 29 Localización de la subcuenca que define el área de drenaje de la estación “Río Elqui en Algarrobal” (zona achurada). Se ven también las estaciones meteorológicas los puntos rojos y la estación fluviométrica en una estrella verde.

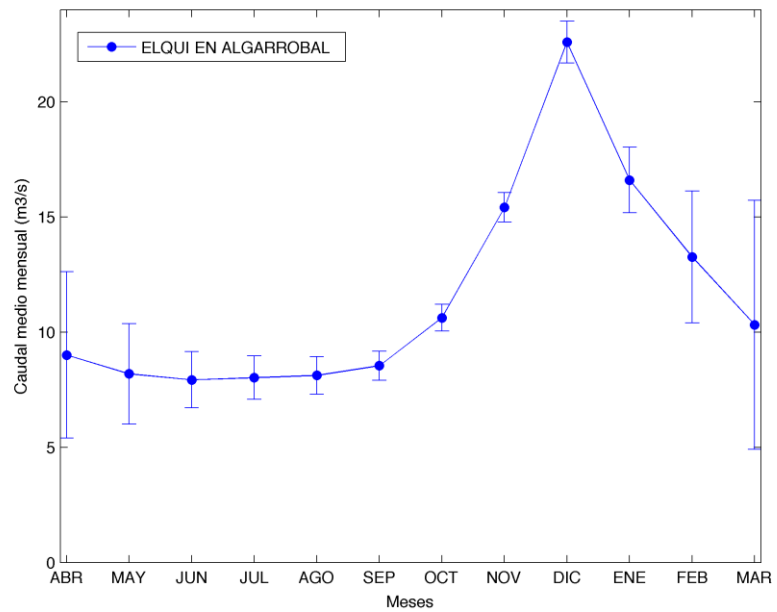


Figura 30 Hidrograma medio (1971-2009) de la estación fluviométrica “Río Elqui en Algarrobal”. Las barras verticales sobre cada valor de caudal medio mensual, corresponde al Error Estándar de la serie de datos.

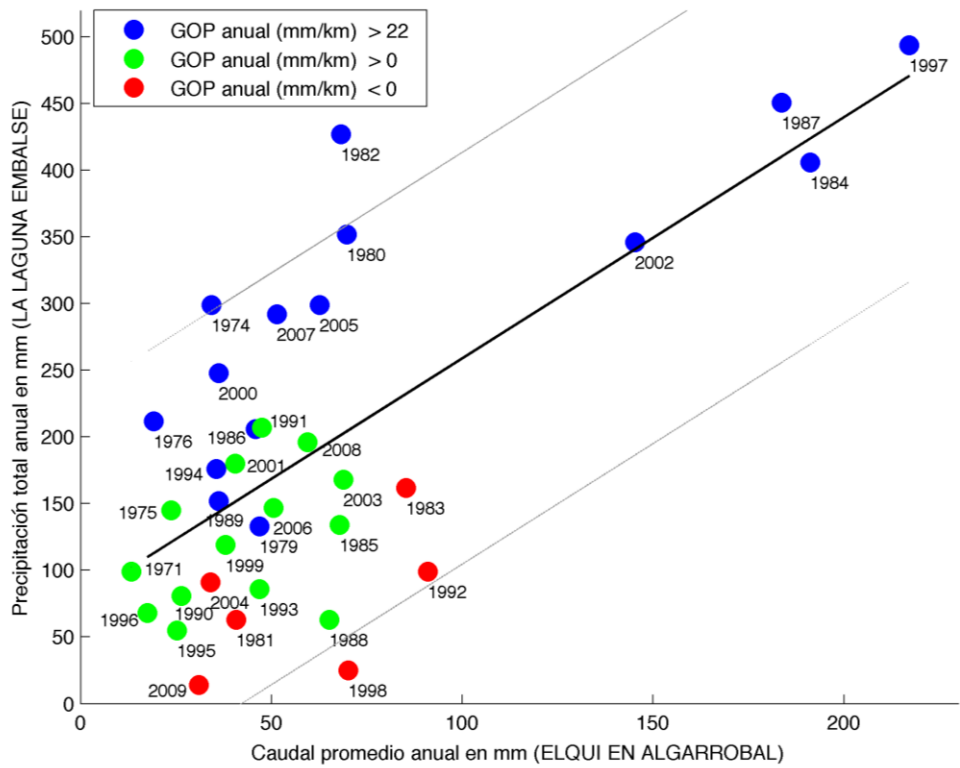


Figura 31 Relación entre el caudal de “Río Elqui en Algarrobal” y la precipitación de la estación pluviométrica “La Laguna Embalse”. En colores se ve una clasificación del GOP anual.

6 Conclusiones

Interpretación dinámica de los mecanismos descritos

De los resultados encontrados en el capítulo de resultados, donde se muestra una correlación negativa entre la altura del CBA y el GOP de las tormentas, se cree que el CBA es una manifestación del bloqueo que ejerce la cordillera sobre el flujo de aire que incide sobre ella, produciendo simultáneamente una circulación secundaria localizada en el eje transversal a la ladera de la cordillera. Consistentemente con esto, los números de Froude pequeños se relaciona con un CBA alto y con GOP pequeños (o negativos).

De la Figura 21 y Figura 24, se ve que la altura del CBA es un buen indicador para las TSA (bajo GOP para alta altura del CBA) y que los Fr altos representan correctamente el GOP en TST. Esta arbitrariedad de una mejor correlación entre un parámetro u otro y cierto GOP, puede deberse a que cuando ocurre el paso de una TSA, aunque son menos intensas en precipitación, de todas formas logra activarse la precipitación, lo que no favorece la existencia de Fr muy bajos. Seguramente los Fr bajos se ven en episodios nubosos secos.

Para los casos con GOP altos, suelen existir sistemas de precipitación a partir de trayectorias de tormentas desviadas hacia el norte por un bloqueo austral, provenientes de los frentes fríos generados en la parte media-baja de la tropósfera. Las cartas individuales de Vorticidad Potencial confirma esta hipótesis, donde muestra que para las tormentas con GOP negativo son más frecuentes los sistemas de precipitación provenientes de Bajas Segregadas. Estos supuestos deben ser comprobados mediante un análisis más detallado, como por ejemplo el estudio de casos a partir de modelos de simulación de mesoescala (por ejemplo WRF), donde se podría observar la configuración local de los sistemas de precipitación que generaron las tormentas.

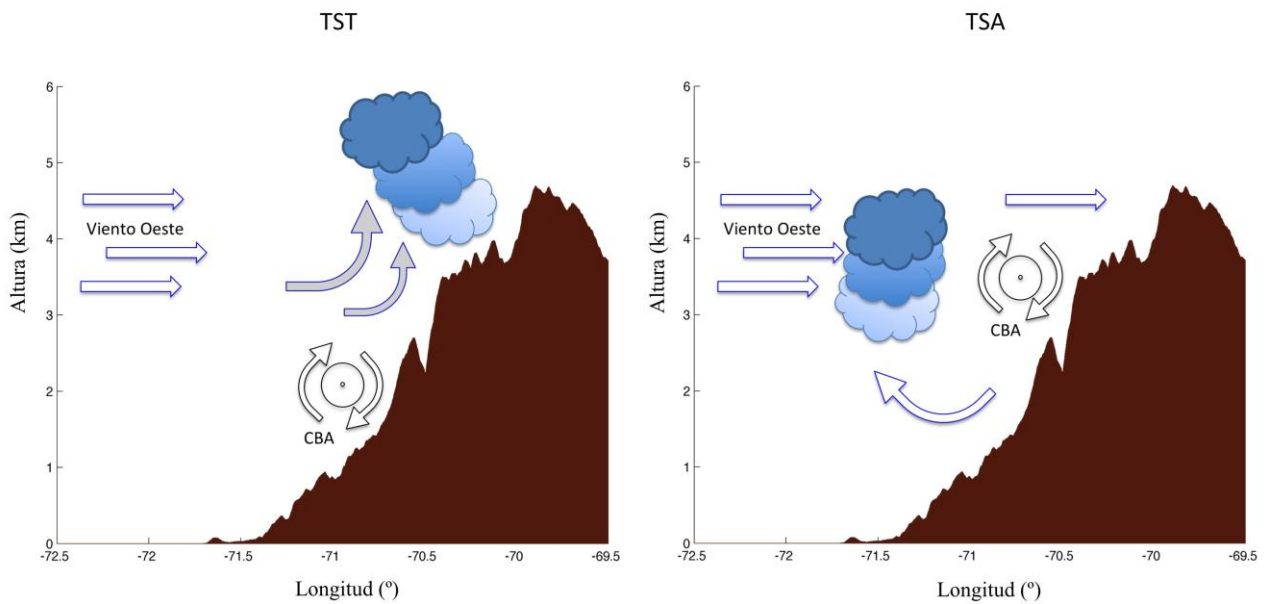


Figura 32 Diagramas de la hipótesis de circulación secundaria en un corte transversal en la cuenca del Elqui (topografía promedio entre 29.5° y 30.5° S, para ASTER GDEM 30 m), para tormentas con CBA alto (panel izquierdo) y para CBA bajo (panel derecho).

La hipótesis de las principales características del flujo, se ilustra mediante dos diagramas que representan la circulación secundaria que podría ser producida por un CBA alto (derecha) y un CBA bajo (izquierda). Para lograr verificar parte de esta hipótesis en el modelo de reanálisis CFSR, se construye un corte latitudinal del compuesto de velocidad vertical ω y viento meridional v (Figura 33). Se nota que hay un descenso intenso de aire justo sobre la ladera en los dos casos, pero que se mantiene ladera arriba hasta la cumbre solo para el caso de TSA. Entonces, se puede deducir que durante el desarrollo de una TSA (panel derecho), el chorro genera un bloqueo del flujo ascendente, haciendo que éste se inhiba y solo aporte precipitación en la parte baja.

Por otra parte, el fuerte ascenso que se muestra esquemáticamente justo sobre la zona costera (en color azul, y más intensa en el panel izquierdo), refuerza el hecho que las TST tienen una mayor cantidad de precipitación, pero por otro lado, son las TSA las que mejor (más homogéneamente) distribuyen la precipitación en el espacio, logrando GOP neutros o negativo, tal como también presenta Hughes et al., (2009) para La Sierra Nevada.

La información de estaciones de observación recopiladas en esta cuenca, presentó importantes falencias en operación adecuada para la medición de precipitación sólida, lo que lleva a una alta dispersión y desconfianza de la información observada en altura.

Por otra parte, la ausencia de mediciones de viento (como de otras variables meteorológicas) en esta zona en la vertical, impide una precisa validación del reanálisis y consecuentemente, de estudios como los realizados en la Sierra Nevada.

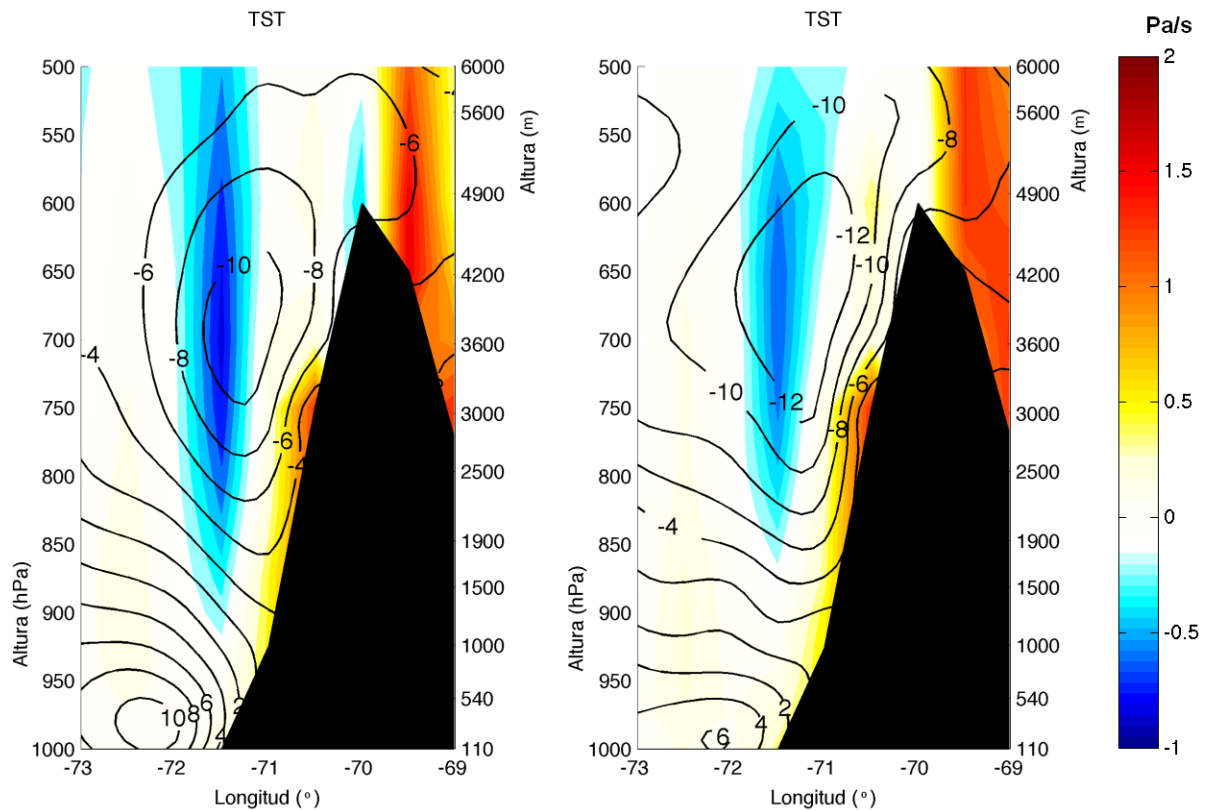


Figura 33 Corte transversal a 30°S del compuesto de viento vertical ω (sombreado) y viento meridional v (contornos). A la izquierda se muestra el promedio de los 24 casos de tormentas con $GOP > 10$ mm/km, y el de la derecha es el promedio de los 10 casos con $GOP < -10$ mm/km. El color azul representa ascenso, y el rojo descenso.

Como las variables meteorológicas de entrada, esta información puede ayudar a evaluar la distribución espacial de la precipitación en modelos hidrológicos, con el objetivo de mejorar los pronósticos de caudales de deshielo, y así el manejo del recurso hídrico en una topografía compleja. Por esto, el análisis preliminar de la relación entre el caudal anual, la precipitación y el GOP es representativo. Con los resultados encontrados se puede concluir que, cuando ya se conozca la precipitación total de invierno (aprox. el total anual) y se pueda estimar el GOP, entonces se podría identificar rangos de valores para el caudal esperado durante el periodo estival. Esto sumado al análisis meteorológico que se puede realizar con los patrones de mesoescala y sinópticos de las tormentas significativas del año (de las que se podría estimar un rango de GOP probable), se logra construir herramientas de aplicación al pronóstico de la disponibilidad de agua, y así el mejor manejo del recurso en la cuenca.

Referencias

- Alpert, P., 1986. Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, pp.532–545.
- Barnes, S., 1964. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*
- Barrett, B. et al., 2010. Multi-day circulation and precipitation climatology during winter rain events of differing intensities in central Chile. , pp.1–41.
- Colle, B., 2004. Sensitivity of Orographic Precipitation to Changing Ambient Conditions and Terrain Geometries: An Idealized Modeling Perspective. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, pp.588–606.
- Cártes, M., 2009. Pronóstico de volúmenes de deshielos mediante redes Neuronales recurrentes e imágenes satelitales MODIS.
- DGF, 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI.
- Daly, C., R. Neilson & D. Phillips, 1994. A Statistical-Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain. *Journal of Applied Meteorology*, pp.140–158, Volume 33.
- Durrán, D. & J. Klemp, 1982. On the effects of moisture on the Brunt-Vaisala frequency. *J. of the Atm. Sci.*
- Favier, V. et al., 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32°S). *Water Resources Research*, 45(2), pp.1–20
- Fiebig-Wittmaack, M. et al., 2011. Climatic trends and impact of climate change on agriculture in an arid Andean valley. *Climatic Change*, 111(3-4), pp.819–833
- Fuenzalida, H., 2005. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 110(D18), pp.1–10
- Garreaud, R., 2009. The Andes climate and weather. *Advances In Geosciences*, pp.3–11.

- Garreaud, R., 1995. Configuraciones Atmosféricas regionales durante grandes tormentas pluviales en Chile Central. *Meteoro Logica*.
- Garreaud, R. & J. Rutllant, 2006. Factores Meteorológicos de la contaminación Atmosférica en Santiago. In E. Universitaria, ed. *Contaminación atmosférica urbana: episodios críticos de contaminación ambiental en la ciudad de Santiago*. Santiago, pp. 36–53.
- Holton, J., 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. International Geophysics Series.
- Hughes, M., A. Hall, & R. Fovell, 2009. Blocking in Areas of Complex Topography, and Its Influence on Rainfall Distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(2), pp.508–518
- Instituto Nacional de Estadística, 2008. *Catastro Vitícola 2007-2008*,
- Juliá, C., D. Rahn & J. Rutllant, 2012. Assessing the influence of the MJO on strong precipitation events in subtropical, semi-arid north-central Chile (30°S). , (March 2012), pp.1–35.
- Kalthoff, N. et al., 2002. Mesoscale Wind Regimes in Chile at 30°S. *Journal of applied Meteorology*, 41, pp.953–970.
- Koch, S., M. DesJardins & P. Kocin, 1983. An interactive Barnes objective map analysis scheme for use with satellite and conventional data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*.
- Liston, G. & K. Elder, 2006. A Distributed Snow-Evolution Modeling System (SnowModel). Society, pp.1259–1276.
- Lundquist, J., et al., 2010. Relationships between Barrier Jet Heights, Orographic Precipitation Gradients, and Streamflow in the Northern Sierra Nevada. *Journal of Hydrometeorology*, 11(5), pp.1141–1156.
- Mass, C., et al., 2002. Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? *BAMS*, (March), pp.407–430.
- Neiman, P., et al., 2010. A Seven-Year Wind Profiler–Based Climatology of the Windward Barrier Jet along California’s Northern Sierra Nevada. *Monthly Weather Review*, 138(4), pp.1206–1233.

- Neiman, P., F. Ralph & A. White, (2002). The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains: Observations during CALJET. *Monthly weather*, 1468–1492.
- Quintana, J. & P. Aceituno, 2012. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43°S. , 25(3450), pp.1–22.
- Roe, G., 2005. Orographic Precipitation. *Annual Rev. of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), pp.645–671
- Rutllant, J., 1983. Vientos de Barrera en los Andes de Chile Central. *Frontera*, pp.48–52.
- Rutllant, J., 1981. Subsistencia forzada sobre ladera andina occidental y su relación con un episodio de contaminación atmosférica en Santiago. *Tralka*.
- Rutllant, J. & H. Fuenzalida, 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 11, pp.63–76
- Saha, S. et al., 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *BAMS*, pp.1015–1057.
- Seluchi, M. et al., 2006. Influence of the Subtropical Andes on Baroclinic Disturbances: A Cold Front Case Study. *Monthly Weather Review*, 134, pp.3317–3335.
- Smith, R., 2003. Potential Vorticity.
- Starcy, J., & C. Hardison, (1960). Double-Mass Curves. *U. S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, (1541-B), 27–66.
- Vicuña, S., R. Garreaud & J. McPhee, 2010. Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climatic Change*, 105(3-4), pp.469–488
- Wallace, J.M. & Hobbs, P.V., 2006. *Atmospheric Science an introductory survey*. International Geophysics Series.

Anexo 1 Origen del Chorro de Barrera Andino

Mecánicamente se entiende que el CBA se puede generar por el freno que experimenta el Viento Oeste (V_o) al enfrentarse con la cordillera de los Andes, perdiendo el equilibrio geostrófico y, por tanto, desviarse hacia el polo (Todo el análisis tomado de Rutllant, 1983).

El origen del CBA se puede entender también términos dinámicos. La presencia de la cordillera y de una atmósfera estable, produce un embalsamiento del aire, con una inclinación de las líneas de temperatura potencial (θ) como se muestra en la Figura 22. Por este efecto, un gradiente horizontal de θ hacia fuera de la ladera, implica un viento térmico (V_T) con dirección sur (ver Ecuación 2).

$$V_T = \frac{R}{f} \hat{k} \times \nabla T \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right)$$

Ecuación 2

Entonces por definición de V_T , se calcula el viento geostrófico resultante sobre la ladera de la cordillera ($V_g(p_0)$) a partir del viento oeste sobre la cordillera ($V_o(p_1)$), considerando éste último en equilibrio geostrófico.

$$\vec{V}_T = \vec{V}_o(p_1) - \vec{V}_g(p_0)$$

$$\boxed{\vec{V}_g(p_0) = \vec{V}_o(p_1) - \vec{V}_T}$$

Considerando ambos mecanismos resulta un viento norte paralelo a la cordillera, y cercano a la ladera (Figura 22).

Anexo 2 Tabla corrección con Curvas Doble Acumuladas (CDA)

CDA	LA SERENA ORIGINAL	LA SERENA ACUMULADO	ESTACIÓN PATRÓN	LA SERENA CORREGIDO ACUMULADO	LA SERENA CORREGIDO
AÑO	mm	mm	mm	mm	mm
2010	77,8	77,5	96,4	77,8	77,8
2009	63,1	140,9	162,3	140,9	63,1
2008	116,0	256,3	305,5	256,9	116,0
2007	31,7	288,6	374,6	288,6	31,7
2006	68,6	357,2	437,0	357,2	68,6
2005	62,4	419,6	552,2	419,6	62,4
2004	117,0	536,2	635,5	536,6	117,0
2003	93,1	629,7	726,0	629,7	93,1
2002	191,9	821,6	995,6	821,6	191,9
2001	144,2	965,8	1087,3	965,8	144,2
2000	106,6	1072,4	1255,9	1072,4	106,6
1999	65,0	1136,1	1315,8	1137,4	65,0
1998	29,0	1165,0	1343,2	1166,4	29,0
1997	221,8	1388,2	1688,8	1388,2	221,8
1996	50,0	1438,2	1732,2	1438,2	50,0
1995	13,1	1450,8	1742,0	1451,3	13,1
1994	31,9	1483,2	1800,0	1483,2	31,9
1993	61,0	1543,2	1841,9	1544,2	61,0
1992	240,9	1757,3	1973,1	1785,1	240,9
1991	128,8	1913,9	2177,2	1913,9	128,8
1990	26,5	1939,4	2230,9	1940,4	26,5
1989	27,4	1967,8	2272,8	1967,8	27,4
1988	11,7	1979,0	2292,8	1979,5	11,7
1987	181,6	2159,4	2540,5	2241,8	262,3
1986	50,1	2210,2	2630,0	2314,1	72,4
1985	36,7	2247,5	2693,4	2367,1	53,0
1984	148,8	2396,2	3002,6	2582,0	214,9
1983	167,9	2564,6	3190,6	2824,5	242,5
1982	53,3	2617,9	3352,9	2901,5	77,0
1981	72,3	2690,2	3416,6	3005,9	104,4
1980	101,0	2790,1	3588,8	3151,7	145,9
1979	7,2	2798,1	3612,2	3162,1	10,4
PROM	87,5				98,8