



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

ANÁLISIS DE UN EVENTO EXTREMO PRECIPITACIÓN OCURRIDO EN ENERO DE  
2020 EN EL DESIERTO DE ATACAMA Y SU RELACIÓN CON UN RÍO ATMOSFÉRICO  
EN LA COSTA OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

JOSÉ MIGUEL VICENCIO VELOSO

PROFESOR GUÍA:  
RENÉ GARREAUD SALAZAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
PATRICIO ACEITUNO  
MARTÍN JACQUES COPER

SANTIAGO DE CHILE

2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y  
CLIMATOLOGÍA  
POR: JOSÉ MIGUEL VICENCIO VELOSO  
FECHA: 2020  
PROF. GUÍA: RENÉ GARREAUD SALAZAR

ANÁLISIS DE UN EVENTO EXTREMO PRECIPITACIÓN OCURRIDO EN ENERO DE  
2020 EN EL DESIERTO DE ATACAMA Y SU RELACIÓN CON UN RÍO ATMOSFÉRICO  
EN LA COSTA OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA

Un evento de precipitación extrema ocurrió durante la segunda quincena de enero de 2020 en el Desierto de Atacama. Desde Tacna, Perú hasta Iquique, Chile (18-21°S) las lluvias se prolongaron durante varios días produciendo inundaciones, importantes daños a la infraestructura y afectación a la población en uno de los desiertos más secos del mundo. El análisis de las estaciones meteorológicas en superficie, radiosonda, datos satelitales y reanálisis sugiere que la precipitación más intensa ocurrió en los sectores de pampas y precordillera (1,000 a 3,600 msnm). En un contexto histórico, varias estaciones meteorológicas ubicadas en estos sectores registraron la precipitación diaria más alta de los registros. El análisis de escala sinóptica y local de este evento de precipitación extrema sugiere que al menos cuatro factores fueron meteorológicos y oceánicos estuvieron presentes para producir precipitaciones récord en el desierto de Atacama: (i) una circulación ciclónica de bajo nivel frente a la costa del desierto de Atacama, potencialmente como proyección de una vaguada en altura sobre el Océano Pacífico Sudoriental y una Alta de Bolivia más al sur que lo normal; (ii) dicha baja presión en la tropósfera baja, en su parte delantera, produjo la advección de humedad desde la región tropical hacia el Desierto de Atacama, a través de un río atmosférico que alcanza hasta 3,000 Km de extensión y que produjo un incremento del vapor de agua y el agua precipitable sobre el desierto; (iii) temperaturas de la superficie del mar por encima de lo normal que favorecen las condiciones húmedas en la capa límite y (iv) una circulación local reforzada, donde los vientos del oeste de bajo nivel transportan parcelas húmedas cordillera arriba, gatillando inestabilidad a través de un ascenso forzado por la abrupta topografía de Los Andes, desencadenando el desarrollo de nubosidad y precipitaciones entre la costa, las pampas y la precordillera. El análisis de los eventos de precipitación extrema entre 2008 y 2020 sugiere que este mecanismo termodinámico está altamente vinculado a la mayoría de los días de precipitación extrema en las estaciones ubicadas entre el sur de Perú y el norte de Chile, convirtiéndose en una configuración importante para predecir futuros eventos de lluvia intensa en el Desierto de Atacama durante la época de verano.

# **Agradecimientos**

Quiero agradecer profundamente todo el apoyo que me brindó Eliana Moath durante el proceso de desarrollo de la tesis de magíster, así como también, a todos mis compañeros, amigos y familiares, quienes de diferentes formas y en distintos momentos, me ayudaron a encausar este trabajo.

Agradezco a los profesores de la comisión, don Patricio Aceituno y Martin Jacques, por sus invaluable comentarios y correcciones al trabajo de tesis.

Al mi profesor guía René Garreaud, por su constante apoyo en el proceso de desarrollo de la tesis y por confiar en mi para esta investigación.

Finalmente, agradezco a mis jefes de oficina y sección de la Dirección Meteorológica de Chile, por ayudarme en el proceso de estudio del magíster y el desarrollo de esta tesis.

# Tabla de Contenido

1. Introducción.....	1
1.1. Hipótesis y preguntas de investigación.....	7
1.2. Objetivos.....	7
1.2.1. Objetivos específicos.....	7
2. Datos y Métodos.....	8
2.1. Estaciones de superficie.....	8
2.2. Radiosonda.....	8
2.3. Reanálisis.....	8
2.4. Trayectorias.....	10
2.5. GOES-16.....	10
2.6. Topografía y áreas geográficas.....	11
3. Breve climatología de la precipitación, la humedad y la circulación atmosférica en el Desierto de Atacama.....	12
3.1. Circulación y humedad.....	12
3.2. Precipitación.....	17
4. Análisis de un evento extremo de precipitación.....	20
4.1. Precipitación observada.....	20
4.2. Precipitación estimada por reanálisis.....	24
5. Circulación atmosférica de gran escala y transporte de humedad.....	28
5.1. Circulación atmosférica.....	28
5.2. Transporte de humedad y Río Atmosférico.....	38
6. Circulación local.....	47
7. Discusión y Conclusiones.....	62
7.2. Contexto histórico de los eventos de PE de verano en el Desierto de Atacama.....	67
7.3. Comentario para meteorólogos y pronosticadores.....	68
7.4. Trabajo futuro.....	69
8. Anexos.....	71
Bibliografía.....	75

# Capítulo 1

## Introducción

Durante la segunda mitad de enero de 2020 se registraron abundantes lluvias, tormentas eléctricas e inundaciones en vastas zonas del desierto de Atacama, desde el sur de Perú hasta el Norte de Chile (17-23°S). Las precipitaciones se extendieron tanto en áreas costeras, así como también en las pampas, la precordillera y zonas altiplánicas. Debido a la intensidad de las precipitaciones, este evento de lluvias produjo cuantiosos daños a la infraestructura vial, aislando poblados completos, produciendo pérdidas económicas en los pueblos e, inclusive, afectando gravemente el turismo en la zona (ONEMI, 2020).

Entre el 21 y 28 de enero de 2020, la precipitación total acumuló entre 40 y 116 mm a lo largo del Altiplano y la precordillera, mientras que, en la región de la pampa y la costa, zonas climatológicamente en extremo secas, se acumularon entre 1 y 50 mm. Estos montos de lluvia son muy relevantes en el contexto de uno de los desiertos más secos del mundo (Rutllant et al. 2003, Garreaud et al. 2010, Rondanelli et al. 2015). En las ciudades costeras, la precipitación promedio anual climatológica es menor de 5 mm / año, mientras que, en el medio del desierto, se han detectado lugares con precipitación ~0 mm (Middleton 2003; Bozkurt et al 2016). De esta forma, los registros de precipitación indican una alta intensidad relativa a los promedios históricos no solo en el desierto de Atacama, sino que también en las zonas precordilleranas y cordilleranas, un tanto más acostumbradas a las lluvias.

La ocurrencia de precipitación en el desierto de Atacama es un evento muy poco frecuente y bastante llamativo, debido a la hiperaridez predominante en la zona, que es producida por una mezcla de condiciones geográficas, oceánicas y atmosféricas. El principal forzante que induce la sequedad en el desierto es la presencia del Anticiclón del Pacífico Subtropical (Rodwell y Hoskins, 2001), en cuyo borde oriental está localizado el desierto de Atacama y que potencia condiciones estables y secas, inhibiendo el desarrollo de precipitación. El anticiclón subtropical también induce vientos del sur a lo largo de la costa oriental del Pacífico Sureste, transportando aguas frías de latitudes más altas hacia

el ecuador y produciendo surgencia a lo largo de la costa del desierto. Esta capa límite húmeda y fría contrasta con la subsidencia cálida y seca sobre ella, lo que produce un perfil vertical altamente estable. La presencia de la cordillera de los Andes, ubicada al este del desierto y con alturas superiores a 4 mil metros, bloquea el flujo de vientos del este que provienen desde el centro del continente con aire húmedo e inestable. Esto impide la humectación del desierto de Atacama con masas de aire proveniente desde una de las regiones más húmedas del planeta. Si bien en zonas costeras y de pampas las lluvias son prácticamente inexistentes, las precipitaciones aumentan rápidamente hacia las partes más altas de los Andes y el Altiplano (> 3.600 msnm), con tasas de acumulación anual que superan los 90 mm y que se concentran principalmente en el verano (Aceituno 1996, Vuille y Keim 2004, Garreaud et al. 2010).

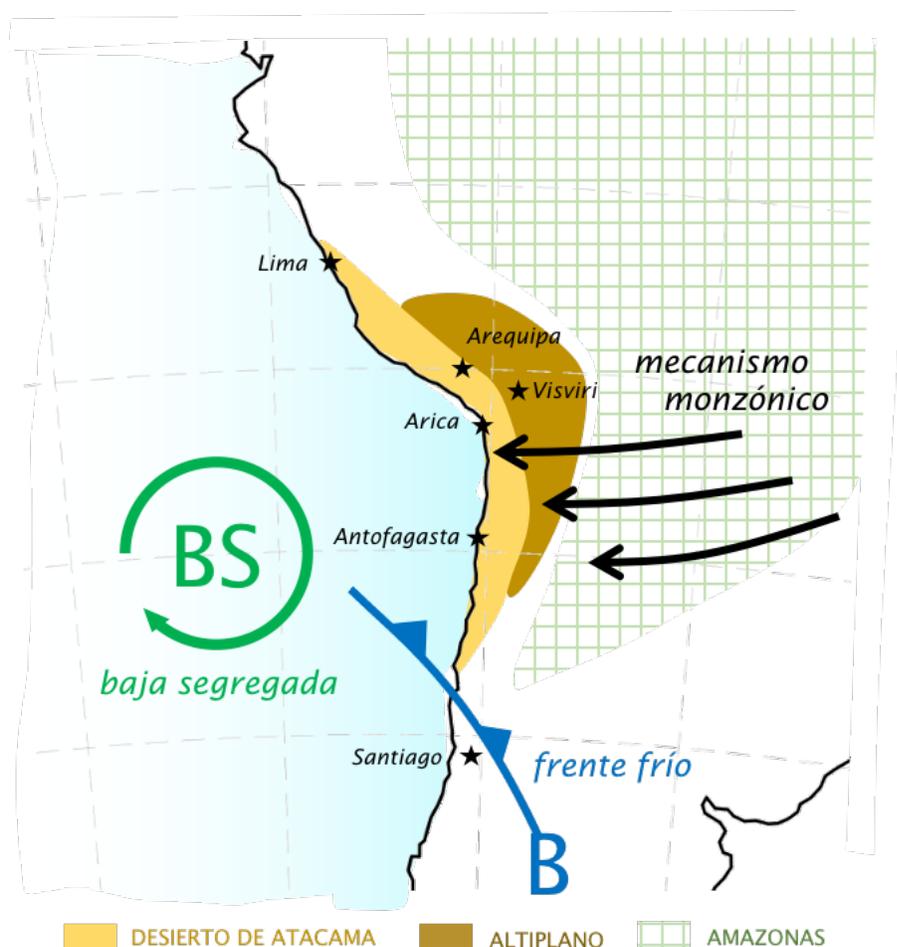


Figura 1.1: Representación esquemática de los principales factores asociados sinópticos asociados a precipitaciones en el Desierto de Atacama (área amarilla) y altiplano (área café).

En la literatura se pueden identificar al menos tres mecanismos gatillantes de precipitación en diferentes áreas del desierto de Atacama y el Altiplano. Con el propósito

de identificarlos y poder hacer similitudes con el evento registrado a finales de enero de 2020, se describen estos mecanismos a continuación.

Durante el invierno austral, el desplazamiento septentrional de vaguadas en altura asociadas a frentes fríos en superficie puede llegar tan al norte como Antofagasta (23°S, ver figura 1.1), trayendo consigo fuertes precipitaciones que desencadenan importantes eventos de remociones en masa, aluviones e inundaciones (Vargas et al., 2010). Sin embargo, debido al desplazamiento climatológico del cinturón de tormentas en el hemisferio sur hacia el polo durante la época estival, durante el verano es muy poco probable la ocurrencia de sistemas frontales que alcancen el desierto de Atacama.

Un segundo mecanismo potencial asociado a lluvias en el desierto tiene que ver con las bajas segregadas (“BS” verde en figura 1.1). Al suroeste del desierto de Atacama se localiza un máximo relativo de frecuencia de núcleos fríos en altura (Fuenzalida et al., 2005). Varias de estas bajas segregadas son capaces de alcanzar latitudes como las de Antofagasta, siendo la causa de grandes eventos de precipitación en el desierto de Atacama en la última década. El ejemplo más reciente sucedió en marzo de 2015 cuando una baja segregada posicionada costa afuera del norte de Chile gatilló cuantiosas lluvias en menos de 3 días entre las regiones de Antofagasta y Atacama (22-25°S; Barrett et al. 2016, Rondanelli et al 2019), produciendo aluviones catastróficos que destruyeron varias ciudades y pueblos (Sepúlveda et al. 2014). Este evento produjo daños por 2,600 millones de dólares y alrededor de 50 personas fallecidas (Kreft et al., 2016), principalmente por la violenta activación de ríos, quebradas, inundaciones y aluviones. El nivel de destrucción en el norte de Chile puso en alerta tanto a meteorólogos como a científicos sobre el conocimiento de los mecanismos que conducen a grandes precipitaciones en la zona. De esta manera, varios trabajos (Barrett et al. 2016, Bozkurt et al. 2016, Jordan et al. 2019) demostraron que, acompañando a la baja segregada, al menos dos factores fueron de gran relevancia durante el evento de marzo de 2015: por un lado, temperaturas anormalmente cálidas de la superficie del mar frente a la costa de Atacama, así como también la advección de humedad desde el Pacífico tropical oriental hacia el norte de Chile. El primer factor parece incrementar no solo la inestabilidad en el perfil vertical (temperaturas anormalmente cálidas en la superficie respecto al núcleo frío en altura) sino también la humedad en la capa más cercana a la superficie. La baja segregada, a su vez, se proyectó en superficie produciendo una circulación desde el norte que arrastró grandes niveles de agua precipitable en la atmósfera a lo largo de la costa. Ambos factores, sumados al ascenso dinámico de la baja en altura y el forzante topográfico debido a la cordillera de Los Andes, gatilló las intensas lluvias anteriormente descritas. Un análisis de sensibilidad realizado por Bozkurt et al. (2016) demostró que incluso ante condiciones dinámicas similares (es decir, la profundidad y extensión espacial de la baja segregada), la ausencia de anomalías cálidas de TSM disminuye entre un 60-80% la precipitación sobre el Desierto de Atacama, demostrando el rol clave de esta variable termodinámica en el proceso generador de lluvias y tormentas.

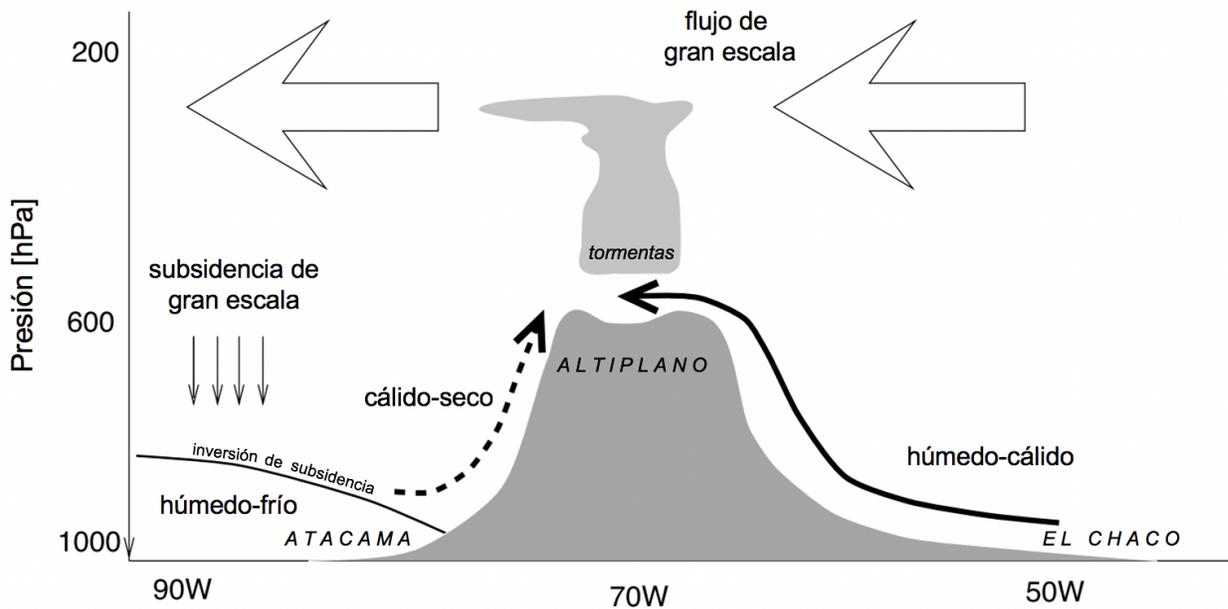


Figura 1.2: Representación esquemática de los patrones de circulación y las masas de aire predominantes alrededor y sobre Los Andes centrales durante el verano, en un corte vertical-longitudinal alrededor de la latitud del Altiplano, para los episodios de precipitación. Adaptado desde Garreaud et al. (2003).

Un tercer mecanismo asociado a precipitación se da en la época estival, afectando principalmente el Altiplano y que está vinculado con un rasgo sinóptico conocido como la Alta de Bolivia (en adelante, AB; Lenters y Cook, 1995; Garreaud 1999) y los vientos monzónicos (Houston y Hartley, 2003). La AB es generada por la intensa convección sobre el centro de Sudamérica, formando una circulación anticiclónica aproximadamente sobre Bolivia. Cuando la AB se desplaza de su posición climatológica hacia el sur, la región del Altiplano es afectada por un flujo del Este más intenso que lo normal que transporta aire húmedo desde el centro del continente (ver figura 1.2). Al humidificar la capa límite local sobre el Altiplano, se incrementa la inestabilidad convectiva (Garreaud, 1999), lo que gatilla tormentas convectivas y precipitaciones principalmente vespertinas en periodos de hasta una semana, seguidos de un periodo un poco más extenso de sequedad (Garreaud, 2000; Garreaud et al., 2003; Vuille et al., 2003; Falvey y Garreaud, 2005). Estos periodos de precipitación han sido asociados con deslizamiento de tierras, inundaciones y afectación a la población (Sepúlveda et al., 2014).

Entre 2017 y 2019, al menos tres episodios de fuertes lluvias se han registrado sobre el desierto de Atacama, tanto en el mes de enero como en febrero (DMC, 2017; DMC, 2019). Su distribución espacial de precipitación parece asimilarse al caso de estudio de esta investigación de enero de 2020, es decir, lluvias a lo largo de costa, pampas, precordillera y Altiplano; junto a tormentas eléctricas y la subsecuente ocurrencia de

inundaciones. El mecanismo monzónico parece ser una buena explicación para las lluvias registradas en el área altiplánica y, muy probablemente, en el borde oriental del desierto de Atacama. Si bien es parte de esta tesis analizar en profundidad las condiciones locales, de mesoescala y sinópticas del evento, una mirada rápida de las condiciones generales durante el periodo de mayor precipitación parece indicar que la AB se encontró, en promedio, más desplazada al sur que lo usual, lo que sumergió al Altiplano en un flujo del Este, permitiendo el ingreso de humedad desde el centro del continente. También, el episodio de lluvia parece durar más o menos una semana, coincidiendo con las descripciones temporales de los periodos húmedos del Altiplano. Un estudio reciente (Reyers et al., 2020) muestra que una parte importante de los episodios de lluvia extrema en el Desierto de Atacama están ligados a tormentas convectivas que se desplazan desde el Altiplano hacia la costa.

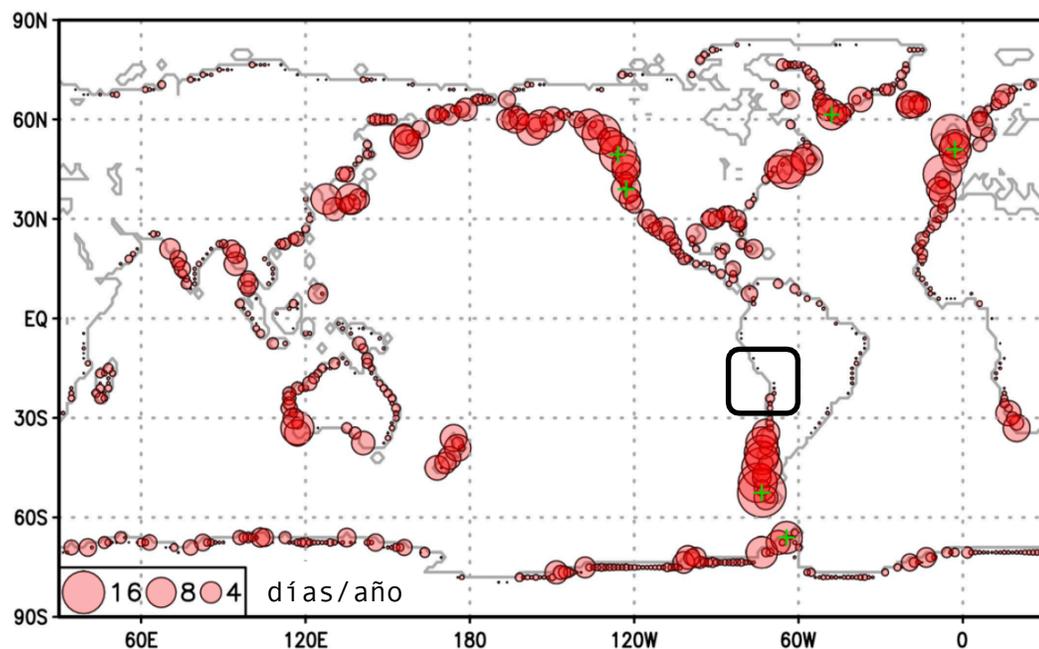


Figura 1.3: Frecuencia anual del toque de tierra (*landfalling*) de los Ríos Atmosféricos en las diferentes costas del planeta, calculado para el periodo 1997-2017. Se demarca en el cuadro negro la región del Desierto de Atacama. Adaptación de la figura 8a de Guan y Waliser (2015).

Sin embargo, durante el evento de enero de 2020, las tormentas parecieron formarse en los sectores bajos del desierto, gatillando lluvias que alcanzaron con intensidad a las regiones de costa y pampas del desierto de Atacama, situación que no se condice con la clásica distribución de la precipitación bajo el mecanismo monzónico. Aún más llamativo es que a lo largo de la costa se registró un notable incremento de la cantidad de agua precipitable en la columna atmosférica, superando los 50 mm según el sonda de

Antofagasta (23°s), acompañado de un aumento de la temperatura superficial del mar por sobre los valores normales para la época, factores que fueron claves para gatillar las intensas lluvias bajo el mecanismo de la baja segregada de marzo de 2015 y que podrían estar presentes nuevamente durante finales de enero de 2020.

La evidencia también parece apuntar a que el exceso de humedad observado costas afuera de Atacama podría estar relacionado a una especie de estructura similar a un Río Atmosférico (RA) que transportó la humedad desde la costa norte de Perú hacia el norte de Chile. Los Ríos Atmosféricos a una latitud tan baja y en una zona tan árida como el Desierto de Atacama son poco frecuentes, tal como Guan y Waliser (2015) determinaron en la frecuencia anual de toque de tierra de dichas estructuras. La costa sur de Perú y el Norte de Chile (fig. 1.3) muestran un número extremadamente pequeño de eventos alcanzando la línea de la costa. Si bien estos RAs son muy infrecuentes en términos de frecuencia, es probable que de todas formas se pueden presentar en la costa del Desierto de Atacama bajo condiciones oceánicas y atmosféricas, ayudando a generar precipitaciones. La distribución estacional de dichos RAs parece concentrarse en la época invernal, muy probablemente asociados a perturbaciones sinópticas como sistemas frontales (figura 1.1). Según Böhm et al. (2018), entre 1978 y 2015 se han detectado alrededor de 142 RAs tocando tierra, la mayor parte de ellos en invierno (54%) y un porcentaje menor, aunque no despreciable, de 10% de eventos registrados en verano (diciembre-enero-febrero).

Hasta este punto, surgen varias preguntas respecto a cómo interactúan los mecanismos descritos anteriormente y su posible efecto en las precipitaciones: ¿de dónde proviene la humedad observada sobre la costa del desierto? ¿en qué capa de la troposfera ocurre la mayor humectación? ¿cuál es el potencial efecto de aguas más cálidas en la usualmente fría capa límite marina? ¿cuál es el efecto de una atmósfera más húmeda sobre el desierto de Atacama? ¿qué origina esta advección de humedad a lo largo de la costa del Pacífico en forma de un posible río atmosférico? De acuerdo a Rutllant y Fuenzalida (2003), las tardes de verano presentan un marcado componente oeste a lo largo del desierto de Atacama, cuyo flujo alcanza hasta la región Altiplánica. Al mismo tiempo, este flujo tiende a ser seco y cálido debido a que el origen de dicha masa de aire es la región de subsidencia del anticiclón subtropical. Ante el notorio incremento de agua precipitable y humedad costas afuera del desierto, ¿puede ser esta región el origen de la humedad que luego desencadene las lluvias y las tormentas en Atacama?

Teniendo en cuenta estas consideraciones, este trabajo plantea la idea de un posible nuevo mecanismo para la generación de precipitaciones en el desierto de Atacama, que considera la posibilidad de que la humectación ocurra desde el oeste, originando tormentas en el desierto, y no desde el sector altiplánico. Se utilizarán observaciones en superficie, en altura y datos satelitales, combinados con datos de reanálisis, para

determinar los procesos que conducen a lluvias importantes en el Desierto de Atacama en un contexto local, sinóptico e histórico.

## **1.1. Hipótesis y preguntas de investigación**

Se plantea la existencia de un mecanismo gatillante de precipitación en el desierto de Atacama, que combina la presencia de anomalías cálidas de temperatura superficial del mar y niveles anormalmente altos de agua precipitable a lo largo de la costa, asociados al transporte de un río atmosférico. Las preguntas principales que este trabajo plantea responder son: ¿Qué tan relevante es la presencia de anomalías cálidas en la costa del desierto? ¿cuánto influye el incremento del agua precipitable? ¿cómo se gatillan las tormentas y la actividad convectiva? ¿desde dónde proviene la humedad?

## **1.2. Objetivos**

Determinar, tanto a través de observaciones como reanálisis, los efectos del transporte de humedad en un evento extremo de precipitación en el Desierto de Atacama durante el verano.

### **1.2.1. Objetivos específicos**

1. Describir, empleando observaciones, estimaciones satelitales y con reanálisis, el evento de lluvias ocurrido la segunda mitad de enero de 2020 en el Desierto de Atacama.
2. Analizar los patrones sinópticos de circulación atmosférica, temperatura superficial del mar y transporte de humedad asociados a un río atmosférico a lo largo de la costa sudamericana.
3. Identificar y asociar las características meteorológicas y dinámicas de los eventos extremos históricos de precipitación en el Desierto de Atacama.

# Capítulo 2

## Datos y Métodos

### 2.1. Estaciones de superficie

Se utilizó la precipitación diaria total de 19 estaciones meteorológicas (tabla 2.1) cuyos datos provienen de diferentes instituciones, tales como DGA (Dirección General de Aguas; <http://snia.dga.cl/BNAConsultas/reportes>), INIA (Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias; <http://agromet.inia.cl/>), y DMC (Dirección Meteorológica de Chile; <https://climatologia.meteochile.gob.cl/>), además de información obtenida a través del Explorador Climático del Centro del Clima y la Resiliencia (CR2, <http://explorador.cr2.cl/>).

También fueron utilizadas los totales acumulados de precipitación para 30 estaciones meteorológicas desde el sitio web del CR2 (<http://vismet.cr2.cl>).

En el caso de las estaciones de Putre y Visviri, fueron utilizados los datos horarios de temperatura a 2 metros, viento a 10 metros, precipitación y razón de mezcla.

### 2.2. Radiosonda

Los datos de observaciones de altura fueron obtenidos desde la estación de radiosondeo de Antofagasta (23.5°S) para las variables temperatura, razón de mezcla, humedad relativa, viento y agua precipitable, para las 12 UTC entre el 9 y el 28 de enero de 2020. Los datos del sonda fueron obtenidos a través del Department of Atmospheric Sounding, Wyoming University (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

### 2.3. Reanálisis

Para los análisis sinópticos y de mesoescala, fueron utilizados principalmente los datos de ERA5 (CS3, 2017; Hersbach et al. 2018). Este reanálisis posee 37 niveles verticales, una resolución espacial de 0.25x0.25° y una resolución temporal de 1 hora.

#	Nombre	Lat (°)	Lon (°)	Altura (m)	Área	Institución
1	Arica Chacalluta	-18,35	-70,34	63	Costa	DMC
2	Tacna, Perú	-18,05	-70,23	469	Costa	GHCN
3	Cerro Blanco	-18,58	-70,07	525	Costa	INIA
4	Lluta Alto	-18,39	-69,96	895	Costa	INIA
5	Camarones	-19,01	-69,86	1090	Pampa	INIA
6	Huara F. Baquedano	-20,13	-69,75	1100	Pampa	DGA
7	Pica	-20,50	-69,34	1325	Pampa	INIA
8	Río Camarones en Chilpe	-18,94	-69,62	1565	Pampa	DGA
9	Codpa	-18,83	-69,75	1870	Pampa	INIA
10	Camiña	-19,31	-69,42	2500	Precordillera	DGA
11	Mamiña	-20,08	-69,21	2730	Precordillera	DGA
12	Belén	-18,47	-69,52	3208	Precordillera	INIA
13	Ticnamar	-18,58	-69,50	3220	Precordillera	INIA
14	Central Chapiquiña	-18,37	-69,55	3350	Precordillera	DGA
15	Putre	-18,20	-69,56	3560	Precordillera	DGA
16	Visviri	-17,60	-69,48	4084	Altiplano	DMC
17	Salar de Surire	-18,79	-69,08	4269	Altiplano	INIA
18	Chuquyo Retén	-18,20	-68,20	4400	Altiplano	DGA
19	Lago Chungará	-18,28	-69,14	4570	Altiplano	INIA

Tabla 2.1: Estaciones meteorológicas de superficie, incluyendo nombre, localización geográfica, altura, área geográfica de pertenencia e institución a la que pertenece.

Se utilizaron los promedios diarios de la altura geopotencial en 200 y 850 hPa, así como también los campos de viento en 1000, 850 y 700 hPa. También, se utilizaron los datos diarios y horarios de vapor de agua precipitable, tanto desde el reanálisis ERA5, como también NCEP-NCAR Reanalysis (NNR1, Kalnay et al., 1996).

Los campos diarios de precipitación desde ERA5 fueron obtenidos sumando los datos horarios de lluvia para cada punto de grilla. Aunque ERA5 corresponde a uno de los reanálisis más recientes (Hanstrum, 2019) y la habilidad para reproducir la precipitación debería ser examinada en profundidad, estudios recientes sugieren que hay mejoras respecto a otros reanálisis, tales como ERA-Interim no solo a nivel mundial, si no que

también, sobre la cordillera de Los Andes (Nogueira, 2020). Las estimaciones de ERA5 ayudarán a complementar la información de las estaciones en superficie, ya que estas son escasas y están concentradas principalmente en la costa y en el sector norte del territorio de estudio.

Para el análisis de transporte de humedad, fue utilizada la humedad específica y el viento a nivel horario, de tal forma de calcular el transporte de vapor integrado (IVT, por sus siglas en inglés), de acuerdo a la siguiente fórmula de Viale et al. (2018):

$$IVT = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_f} qV dp$$

En donde  $V$  es el vector viento,  $q$  es la humedad específica,  $p_0$  es la presión en superficie y  $p_f$  la presión en 100 hPa para cada punto de grilla.

Los datos grillados de la temperatura superficial del mar fueron obtenidos desde el Climate Data Center (CDC, <http://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/>), y corresponde a NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 5 (NOAA ERSST V5), que posee una resolución temporal diaria y una resolución horizontal de  $0.5 \times 0.5^\circ$ .

Los cálculos de promedios climatológicos tanto del reanálisis ERA5 como en la TSM de verano fueron realizados considerando el periodo 1981-2010, promediando las cuatros observaciones diarias durante el periodo diciembre, enero y febrero.

## 2.4. Trayectorias

Fueron calculadas nueve trayectorias de parcelas de aire, utilizando el modelo Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT; Stein et al., 2015). Estas trayectorias fueron calculadas utilizando el método en reversa, es decir, determinando la posición final de las parcelas de aire en trayectorias de 24 horas sobre las ciudades de Arica, Mamiña y Putre, finalizando a 0, 500 y 1,000 m sobre el nivel del suelo para el día 22 de enero. Para estimar el flujo y la trayectoria de la parcela de aire, fue utilizado el modelo GFS debido a que posee una de las resoluciones más altas entre todo el grupo de modelos y reanálisis a seleccionar, con  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  de resolución horizontal. Los datos fueron obtenidos el sitio web de NOAA ([https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT\\_traj.php](https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php)).

## 2.5. GOES-16

Para estimar la posición de las tormentas, fueron utilizados los datos del canal 2 (visible rojo) del GOES-16, obtenidos desde el sitio web de GOES-16/17 on Amazon

Download Page ([http://home.chpc.utah.edu/~u0553130/Brian\\_Blaylock/cgi-bin/goes16\\_download.cgi](http://home.chpc.utah.edu/~u0553130/Brian_Blaylock/cgi-bin/goes16_download.cgi)) a las 12, 16 y 18 UTC de los días 09, 21, 22, 24 y 25 de enero de 2020.

También, fueron utilizados los datos del estimador de rayos, provenientes del Geostationary Lightning Mapper (GLM) obtenidos desde la Oficina de Aplicaciones Satelitales de la Dirección Meteorológica de Chile, para el 22 de enero de 2020 entre las 16 y 23 UTC. La información del GLM corresponde a la posición de la actividad eléctrica detectada por el GLM desde el satélite. Esta información posee una resolución temporal de 1 minuto y es capaz de detectar hasta un 70% de la actividad eléctrica con tan solo un 5% de falsas alarmas (Goodman et al., 2013).

## **2.6. Topografía y áreas geográficas**

Debido a la compleja topografía de la zona de estudio, los datos topográficos utilizados corresponden al Global Relief ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009), que corresponde a un modelo de relieve global de 1 minuto de arco de la superficie de la Tierra que integra topografía terrestre y batimetría oceánica.

Además, este trabajo utiliza la división en cuatro áreas geográficas, separando las principales características del desierto de Atacama entre el sur de Perú y el norte de Chile. El área de costa o tierras bajas se ubica entre 0 y 1,000 m.s.n.m., donde se encuentran ciudades, como Tacna en Perú, y Arica, Iquique y Antofagasta en el norte de Chile, que suman cerca de 1 millón de habitantes. Entre 1,000 y 2,000 msnm la unidad geográfica se llama pampas, caracterizada por tierras mayormente planas que se extienden de norte a sur. Entre 2,000 y 3,600 m.s.n.m., el área corresponde a la precordillera, una zona con fuerte pendiente y donde se ubican algunos de los principales poblados interiores de la zona norte, tales como Putre, Belén, Camiña y Mamiña, entre otros. Por encima de 3,600 m.s.n.m. la zona geográfica corresponde al Altiplano. Esta división también se basa en el sistema de alerta y pronóstico meteorológico rutinario de la Dirección Meteorológica de Chile; de esta forma, los análisis y conclusiones de este trabajo pueden ser considerados de forma más específica por los pronosticadores.

## Capítulo 3

# Breve climatología de la precipitación, la humedad y la circulación atmosférica en el Desierto de Atacama

### 3.1. Circulación y humedad

El desierto de Atacama se encuentra localizado en el borde nororiental del anticiclón del Pacífico Sur. Este anticiclón, durante la época de verano, posee un máximo al sur de  $30^{\circ}\text{S}$  y al oeste de  $85^{\circ}\text{O}$  (ver fig. 3.1a). En términos generales, se aprecia una intrusión de menores presiones a lo largo de la costa peruana y chilena, desde la región ecuatorial, promediando menos de 1013 hPa, lo que produce un viento sur a lo largo de la costa del norte de Chile ( $18\text{-}24^{\circ}\text{S}$ , fig. 3.1b). Dichos vientos del sur se vuelven más débiles entre  $18$  y  $20^{\circ}\text{S}$  en comparación a la zona entre  $20$  y  $24^{\circ}\text{S}$ , alcanzando un mínimo de alrededor de 4 m/s en la zona conocida como Codo de Arica (Rahn y Garreaud, 2014). Por otro lado, un poco más al norte, el flujo promedio costas afuera de Perú ( $6\text{-}18^{\circ}\text{S}$ ) es mayormente del sureste, con un máximo relativo de hasta 6 m/s a aproximadamente  $14^{\circ}\text{S}$  (la zona de vientos localmente conocidos como Paracas). Esta distribución espacial de los vientos superficiales está fuertemente relacionada con los gradientes de presión observados, así como también con la marcada topografía de la zona, influyendo directamente en la distribución espacial de temperatura superficial del mar (fig. 3.1c). La TSM muestra máximo relativo costa afuera de Atacama de hasta  $24^{\circ}\text{C}$  promedio, con disminución a lo largo de la costa tanto hacia el sur como hacia el norte, en coincidencia con la región de máximos vientos alrededor de  $14^{\circ}\text{S}$ . A partir de este punto y hacia el norte, la TSM continúa su incremento hacia el Ecuador. Notar como justo en la línea costera, se aprecia una temperatura bastante más baja que respecto a lo que sucede costa afuera. Dicha situación se relaciona con la surgencia de aguas frías a lo largo del litoral debido al flujo paralelo a la costa. Otra variable de gran interés, el agua precipitable integrada en la tropósfera, también sigue la forma del continente, muy apegada a la topografía y con un máximo que se extiende desde el norte hasta el desierto de Atacama a lo largo de la costa. Mientras en la región ecuatorial (fig. 3.1d) la magnitud del PWV alcanza hasta 50 mm, ésta disminuye hacia el sur, hasta cerca de 34 mm a  $18^{\circ}\text{S}$  y cerca de 15 mm en  $24^{\circ}\text{S}$ , configurando un marcado gradiente de PWV costa afuera del desierto. Entre el continente y el Altiplano también se aprecia un gradiente zonal de PWV, siendo los valores más altos

los localizados en la línea costera y disminuyendo hacia las alturas. En general, el interior del desierto presenta un promedio de verano menor a 20 mm y en el Altiplano es menor a 10 mm.

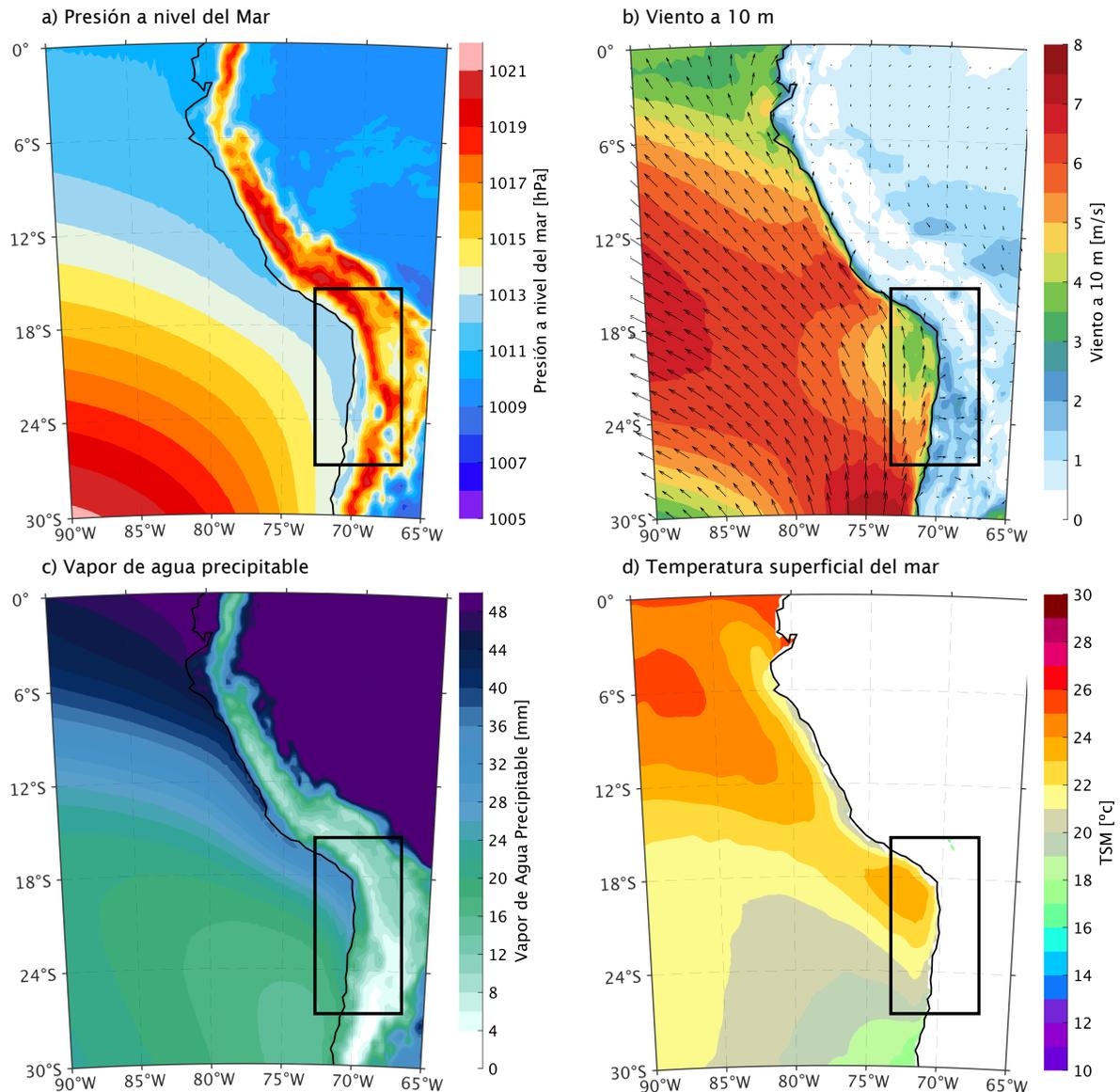


Figura 3.1: Promedio climatológico diario de: presión a nivel del mar (a), viento en superficie (b), agua precipitable (c) y temperatura superficial del mar (d), para el periodo de verano (diciembre-enero-febrero), calculado para 1981-2010 desde ERA5.

La circulación en los niveles altos de la tropósfera, que juega un rol fundamental en el transporte de humedad para la región altiplánica, se presenta en promedio con una marcada rotación anticiclónica ubicada sobre Bolivia (colores rojos en figura 3.2), con valores de geopotencial en 250 hPa que alcanzan un máximo sobre esta zona cercano a

11,000 m. Este sistema anticiclónico se conoce como Alta de Bolivia (AB) y produce un constante y marcado flujo del oeste/noroeste sobre el Desierto de Atacama. Esto implica que, en términos promedios, el Desierto y el Altiplano se encuentran bajo un marcado flujo del oeste entre la tropósfera media (500 hPa) y la tropósfera alta (250 hPa), proveniente de la región de subsidencia del anticiclón subtropical y, en consecuencia, bastante seco. Solo en ciertos momentos y periodos del verano, cuando la AB es desplazada hacia el sur, la región de estudio queda ante el efecto de un flujo del este, que transporta la humedad desde el centro del continente hacia la cordillera de Los Andes.

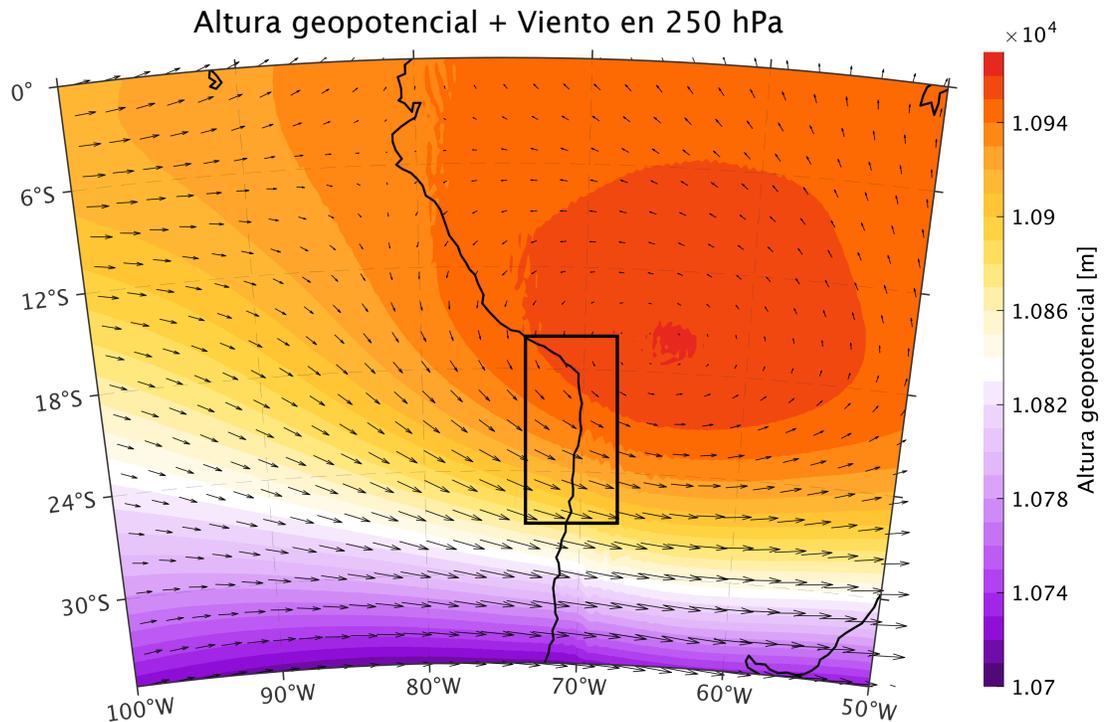


Figura 3.2: Promedio climatológico diario de la altura geopotencial (colores) y los vientos (flechas) en 250 hPa, para el periodo de verano (diciembre-enero-febrero), calculado para 1981-2010 desde ERA5.

Los vientos superficiales descritos anteriormente se expresan en casi toda la capa límite (~1000-800 hPa) costa afuera de Perú y el norte de Chile, produciendo un transporte climatológico de humedad de sur a norte a lo largo del Pacífico Suroriental. Tal como se ve en la figura 3.3a el transporte de vapor integrado (IVT en inglés) sigue la forma del continente y el borde anticiclónico. Esta situación está dada, también, porque la mayor parte de la humedad se concentra en la capa límite marina, lo que, en conjunción con los vientos del sur, producen que tanto la magnitud y dirección del IVT esté dominado por los primeros kilómetros de la tropósfera. Notar que el IVT costas afuera de Atacama (fig. 3.3a) es mínimo respecto al resto de la cuenca del Pacífico Sureste, con un promedio de hasta 50  $Kgm/s$  entre 18 y 26°S. El IVT parece presentar valores mínimos en casi cualquier

punto a lo largo de la costa peruana en comparación a lo observado en el interior del Pacífico, excepto por la misma región que en la fig. 3.1b presenta vientos superficiales más intensos que lo usual. Esto conlleva a un máximo relativo de IVT ubicado en 14°S. Al interior del Desierto de Atacama, el IVT es muy bajo, alcanzando valores inferiores a 30  $Kgm/s$  a nivel climatológico, con una ligera componente hacia el interior. El IVT observado en el desierto y costas afuera contrastan notoriamente con las magnitudes muy altas del interior del continente (fig. 3.2a), que en la época de verano arrastran la humedad desde el Amazonas hacia el sur. El IVT máximo en dichas áreas supera los 500  $Kgm/s$ , lo que equivale que, a una misma latitud, se registra entre 10 y 15 veces más que lo observado sobre Atacama.

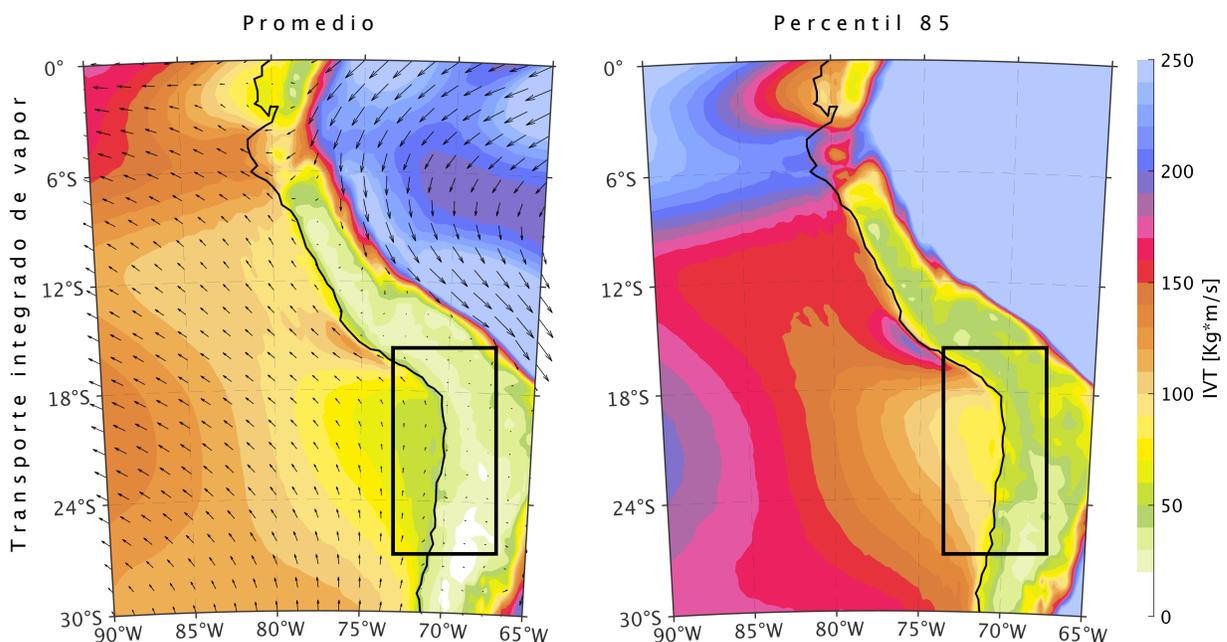


Figura 3.3: Promedio climatológico (a) y percentil 85 (b) de los valores diarios de IVT, para el periodo de verano (diciembre-enero-febrero), calculado para 1981-2010 desde ERA5.

Para la identificación de los ríos atmosféricos, Guan y Waliser (2015) utilizaron el percentil 85 de la distribución del IVT como umbral mínimo para identificar un RA de relevancia. Sobre el Océano Pacífico Sur, el patrón espacial del percentil 85 (fig. 3.3b) costas afuera de Atacama (18-24°S) es similar al del promedio climatológico diario, pero con magnitudes más altas, alcanzando entre 70 y 100  $Kgm/s$ , incrementándose desde la costa peruana hacia el norte, así como también, desde 24°S hacia el sur. El mínimo observado costas afuera de Atacama utilizando los datos de ERA5 coincide con lo observado en el semestre NDEFM para 1997-2014 en la figura 1a de Guan y Waliser (2015), quienes utilizaron otro reanálisis de la familia ECMWF, ERA Interim (Dee et al.,

2011). En ese sentido, ERA5 es un mejor reanálisis al poseer el doble de resolución espacial y poco más del doble de niveles verticales.

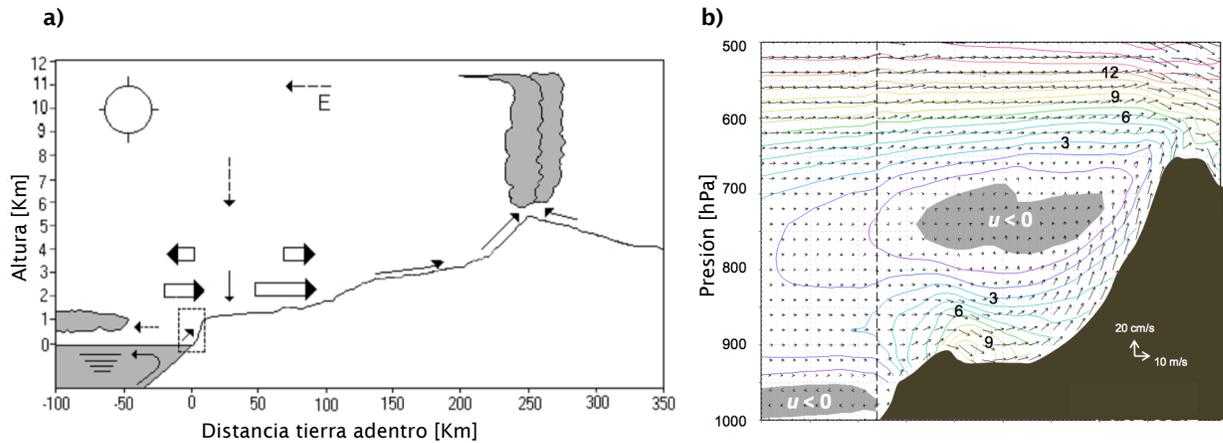


Figura 3.4: En (a), esquema de circulación de la tarde de verano a través de observaciones. Figura adaptada de Rutllant et al. (2003). En (b), vectores de viento (flechas) zonales-verticales, simuladas por WRF en una sección transversal promedio entre 19-22°S para un día de octubre de 2008. Los contornos son velocidades del viento zonales: positivas (sólidas) y negativas (discontinuas) para las condiciones de la tarde (17:00-19:00 Hora Local). Las áreas de color gris claro indican flujo hacia el este; áreas de color gris oscuro marcan el perfil topográfico. Figura daptada de Rutllant et al. (2013).

Un aspecto importante de la circulación sobre el Desierto de Atacama corresponde a los flujos oeste-este que se presentan en dicha zona. Los estudios de Rutllant et al. (2003) y Rutllant et al. (2013) muestran la presencia de una componente del oeste muy marcada durante las tardes de verano (Fig. 3.4a) y el resto del año (Fig. 3.4b), especialmente sobre la capa límite marina y también continente adentro. Dicho flujo del oeste alcanza hasta el Altiplano, transportando mayormente aire seco desde la región de subsidencia de la costa de Atacama. De hecho, Rutllant et al. (2003) concluye que dicha subsidencia se ve reforzada como consecuencia de la convección altiplánica (Fig. 3.4a). En un estudio más reciente y a través de simulaciones WRF (fig. 3.4b), también se aprecia la componente oeste a lo largo de la tropósfera baja del desierto de Atacama, con una marcada componente ascendente producto de la abrupta topografía. Durante la noche y madrugada, el flujo se revierte y la capa más cercana a la superficie del Desierto presenta un viento descendente desde la cordillera, con una marcada componente desde el Este.

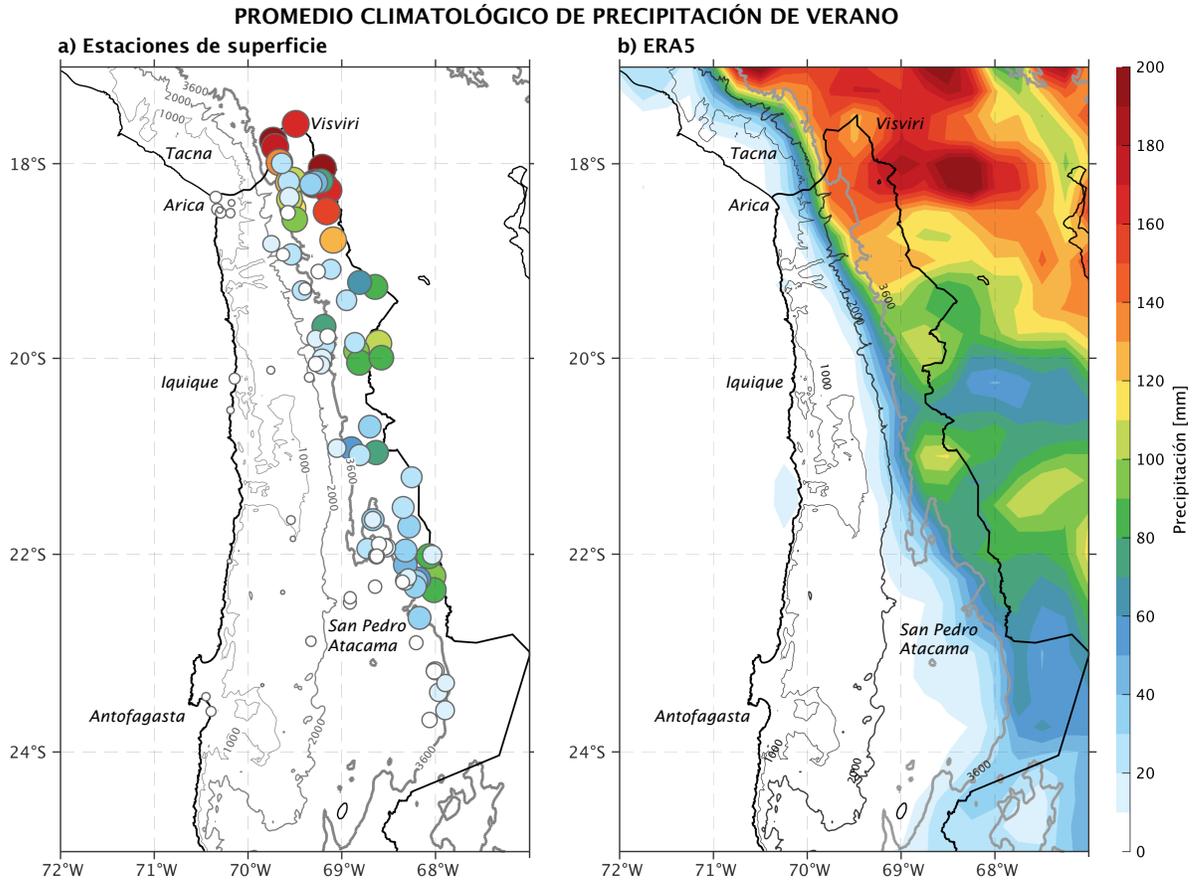


Figura 3.5: Promedio climatológico de la precipitación de verano (DEF) para el periodo 1981-2010, de las estaciones meteorológicas en superficie (a) y ERA5 (b). Fueron incluidas las isohipsas para separar las principales áreas geográficas. En (a) los datos de altura reales desde ETOPO1 y en (b) el modelo de elevación de terreno de ERA5.

### 3.2. Precipitación

La precipitación promedio durante el verano (DEF) sobre el Desierto de Atacama oscila entre valores cercanos 0 y 5 mm en promedio en varias estaciones y ciudades costeras, como Arica, Iquique y Antofagasta, localizadas entre 18 y 22°S, tal como se puede ver en la figura 3.5a. Además, valores inferiores a 10 mm se aprecian en el interior y en las pampas, aunque la falta de estaciones meteorológicas en el área permite sacar pocas conclusiones. En ese sentido, el reanálisis ERA5 (fig. 3.5b) puede ser un buen complemento para estudiar lo que sucede en regiones con poca densidad de estaciones. Tanto en las estaciones en superficie como en el reanálisis, el aumento de la precipitación a medida que aumenta la altura es bastante notorio, alcanzando magnitudes de hasta 200 mm en el Altiplano (>3,600 m.s.n.m.) alrededor de 18°S. Notar cómo, en menos de 1° de

longitud (~100 Km), ERA5 estima una variación que va desde cerca de 10 mm en las pampas, hasta 200 mm en la cordillera. En esta zona, la precipitación total disminuye hacia el sur, aunque se mantiene sobre los 60 mm en gran parte del área cordillerana (fig. 3.5b).

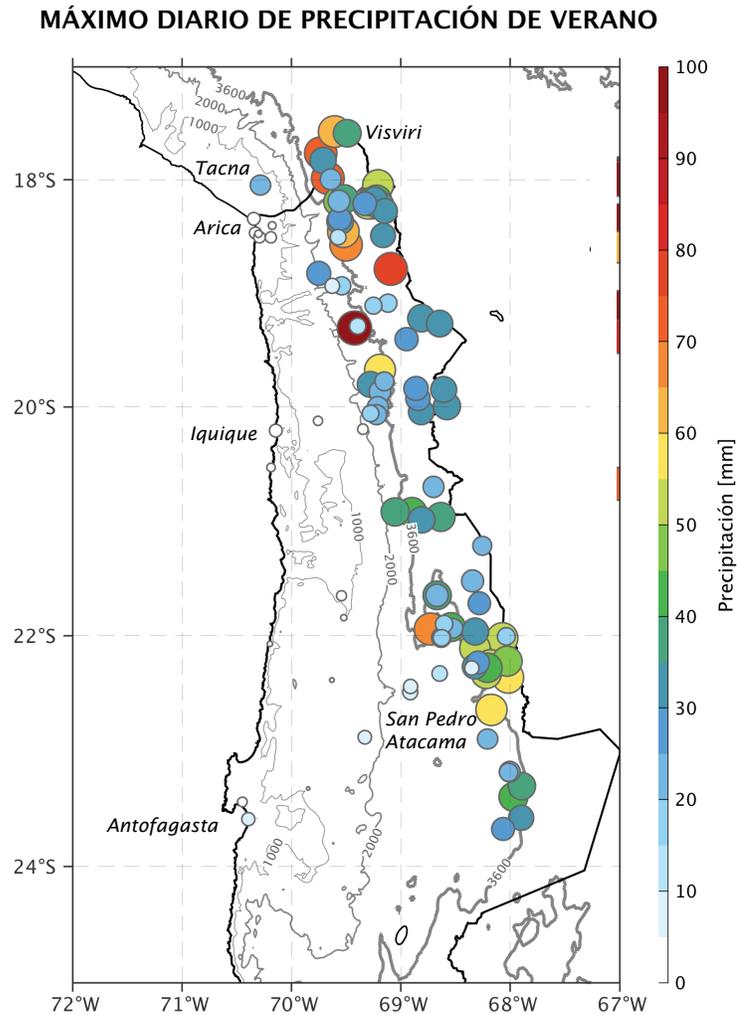


Figura 3.6: Máximo diario de precipitación observado en verano (DEF) para el periodo 1981-2010, para un conjunto de estaciones meteorológicas en superficie. Fueron incluidas las isohipsas para separar las principales áreas geográficas gracias a los datos de altura reales desde ETOPO1.

La naturaleza convectiva de la precipitación es también una de las características más importantes del patrón de lluvias de verano en el norte de Chile y sur de Perú. Tal como se ve en la figura 3.6, las estaciones en superficie ubicadas tanto en el área precordillerana y el altiplano, aunque poseen diferencias en los promedios climáticos de lluvia y están ubicadas a diferentes alturas sobre el nivel del mar, parecen no representar

dicha diferencia de forma tan notoria en el máximo histórico diario de lluvia acumulada. Por ejemplo, la estación de Camiña (círculo rojo oscuro en fig. 3.6) posee la intensidad más alta de precipitación con 98 mm registrados en febrero de 1998 y está ubicada a 2,500 m.s.n.m. en plena precordillera, mientras que, en el Altiplano, las estaciones poseen una alta dispersión en el registro del monto máximo diario, oscilando entre 35 mm en Visviri (4,080 m.s.n.m), hasta 95 mm en la estación de Parinacota Ex Endesa (4,420 m.s.n.m.).

Más allá de las escalas diarias y semanales, la precipitación en el Desierto de Atacama en esta zona está altamente influenciada por la variabilidad del ENOS (El Niño-Oscilación del Sur). La región Altiplánica tiende a presentar veranos lluviosos durante eventos de La Niña y más secos que lo normal durante El Niño (Garreaud y Aceituno, 2001). En el área costera del desierto de Atacama, las variaciones interdecadales de la precipitación parecen mostrar una alta relación con el IPO (en inglés, Interdecadal Pacific Oscillation), siendo las décadas más húmedas del siglo XX (1920-1945 y 1965-2002) coincidentes con una fase cálida del IPO y las décadas más secas (alrededor de 1910 y 1945-1975) con la fase fría del IPO (Schulz et al., 2011). A pesar de que la costa del Desierto de Atacama registra una tendencia a la baja en las precipitaciones en términos anuales, muy probablemente en asociación a una disminución de la intrusión de sistemas extratropicales como los frentes fríos, el estudio de Schulz et al. (2011) indica que el límite norte del desierto costero (es decir, en Arica) se presenta una tendencia al alza de las lluvias. Los autores indica que esta tendencia positiva puede estar asociada a los eventos de precipitación de verano y anomalías de circulación sobre Altiplano.

## Capítulo 4

# Análisis de un evento extremo de precipitación

### 4.1. Precipitación observada

Durante la segunda mitad de enero de 2020, se registraron precipitaciones, tormentas eléctricas e inundaciones amplios sectores del sur de Perú y el norte de Chile, concentrándose principalmente entre el 19 y el 28 de enero. De acuerdo a la información recopilada desde las estaciones meteorológicas de superficie, los montos totales acumulados durante este periodo oscilaron entre 0 y 117 mm, tal como se aprecia en la figura 4.1a, con importantes diferencias entre las diferentes áreas que componen el desierto de Atacama. Por ejemplo, las zonas costeras (< 1.000 msnm) registraron en total menos de 10 mm de lluvia, mientras que en la zona de pampas (1.000 a 2.000 msnm), los montos acumulados oscilaron entre 10 y 50 mm. Los mayores montos de lluvia fueron observados en el área precordillerana (2.000 a 3.600 msnm), particularmente en el borde oriental y casi en el borde con la zona altiplánica, alcanzando hasta 116 mm en la estación de Putre (3.532 msnm).

La distribución latitudinal de la precipitación en el periodo considerado denota un máximo entre 18 y 18.5°S (ver figura 4.1a). En esta zona, varias estaciones superan los 90 mm en el área precordillerana y altiplánica, mientras que, en costa y pampas, se alcanzan valores de hasta 20 mm en total. Notar cómo la distribución de las estaciones en superficie es muy poco homogénea, con una alta concentración de éstas en el valle de Azapa y alrededor de Putre (alrededor de 18.3°S), mientras que, en vastas áreas del desierto, tanto en la costa como en las pampas, están desprovistas de registros pluviométricos. Debido a esto, en la siguiente subsección se complementará la información de observaciones en superficie con datos del reanálisis ERA5 y satélite. Para determinar características de intensidad diaria de la precipitación durante el evento analizado, fueron seleccionadas 18 estaciones representativas de las cuatro áreas geográficas principales del sur de Perú y norte de Chile (de acuerdo a la altura sobre el nivel mar indicada en la tabla 2.1). Tal como se ve en la figura 4.2, tanto en costas como pampas no se registraron precipitaciones entre el 9 y el 18 de enero. Al mismo tiempo, la zona precordillerana y altiplánica, si bien registró algunas lluvias, estas fueron de una acumulación menor relativa al periodo entre el 19 y 28 de enero. Por lo mismo, a lo largo de este trabajo, el primer periodo (9-18 de enero)

será descrito como el “periodo seco”, mientras que entre el 19 y el 28 de enero, corresponde al “periodo lluvioso”.

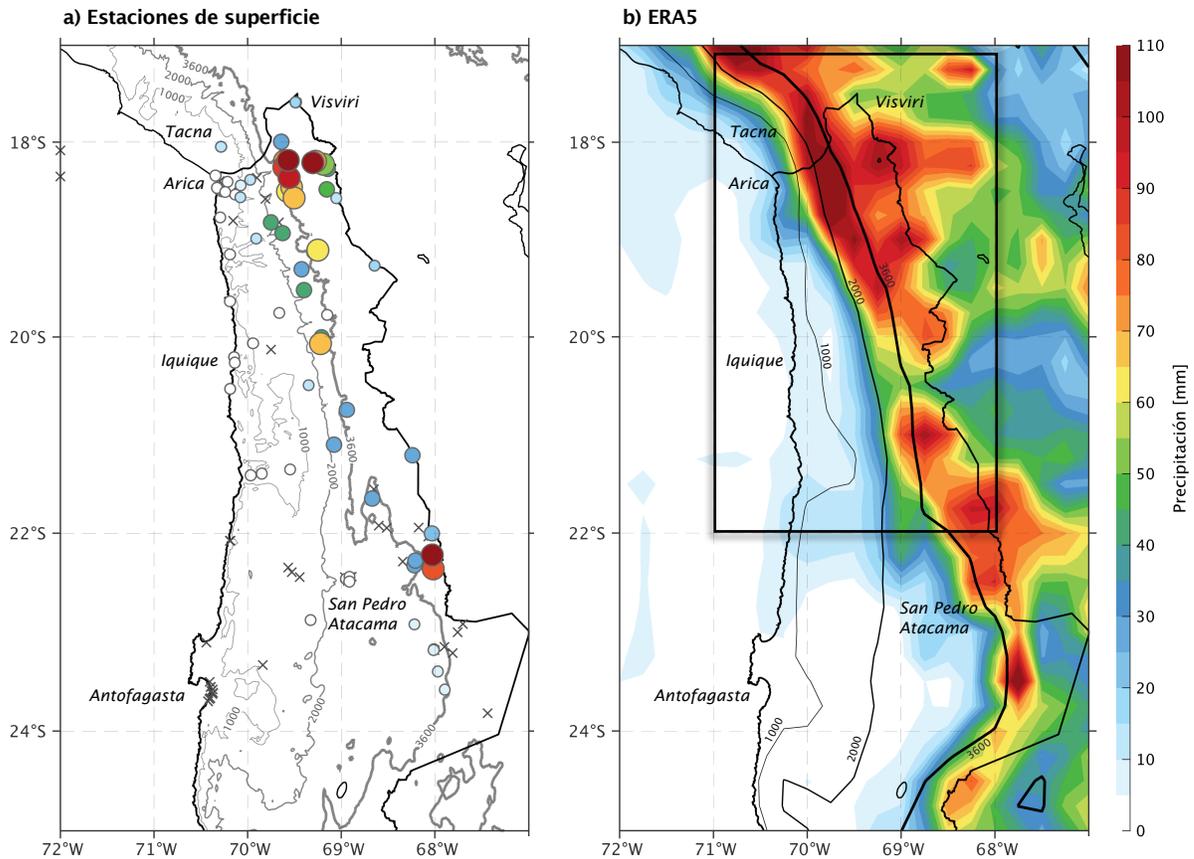


Figura 4.1: Precipitación total acumulada entre el 19 y el 28 de enero de 2020 en: (a) estaciones meteorológicas de superficie. Una X representa que no se registró precipitación. En (b), la precipitación estimada por reanálisis ERA5. Fueron incluidas las isohipsas para separar las principales áreas geográficas. En (a) los datos de altura reales desde ETOPO1 y en (b) el modelo de elevación de terreno de ERA5. El recuadro negro en el panel (b) representa la región en donde los datos de lluvia y altura fueron extraídos para construir la fig. 4.4.

Durante el periodo lluvioso, las estaciones meteorológicas ubicadas bajo los 2.000 msnm registraron lluvia prácticamente todos los días entre el 21 y el 26 de enero. La máxima intensidad diaria de la precipitación diaria se observó el 22 de enero en Río Camarones en Chilpe (línea roja en fig. 4.2a) con 18 mm/día y el 25 de enero en Codpa (línea roja oscura en fig. 4.2a), alcanzando 14 mm/día. En el área costera, las lluvias afectaron a Arica (línea azul oscuro en fig. 4.2a) entre el día 22 y 24 de enero, mientras que en Iquique se totalizó 1.0 mm (no se muestra). En el caso de la ciudad de Tacna (línea

azul discontinua en fig. 4.2a), localizada en el sur de Perú, el máximo diario se alcanzó el 24 de enero, acumulando 9.9 mm/día y totalizando 15 mm entre el 23 y el 25 de enero.

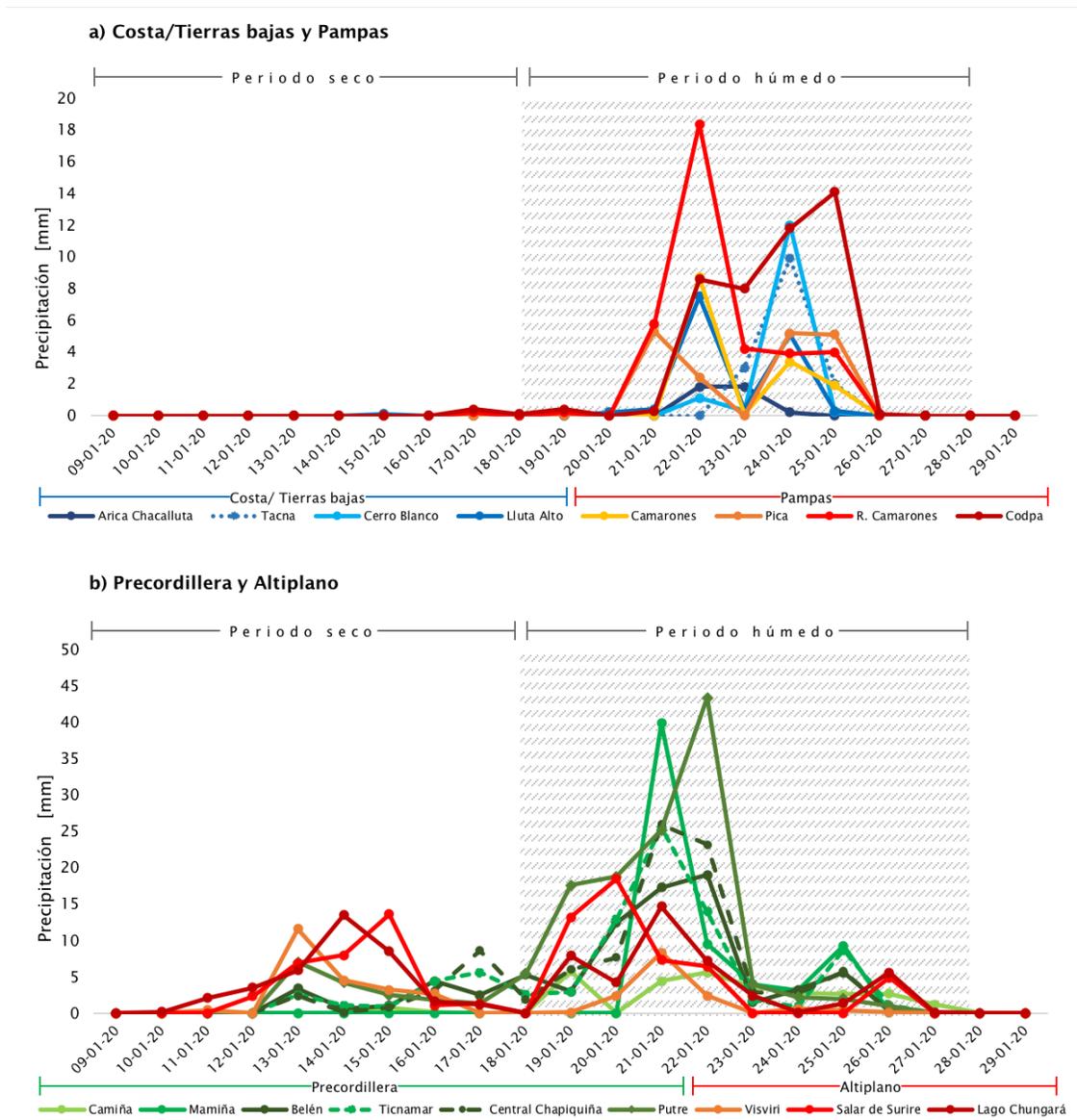


Figura 4.2: Lluvia diaria acumulada (en mm) en 17 estaciones meteorológicas (tabla 3.1) en el periodo entre el 9 al 29 de enero de 2020, separadas en grupos según la altura sobre el nivel del mar (tabla 3.1). En (a), estaciones meteorológicas ubicadas en costa/tierras bajas (<1.000 msnm) y pampas (1.000 a 2.000 msnm), trazadas en líneas de color azul y rojo, respectivamente. En (b), las estaciones meteorológicas ubicadas en precordillera (2.000 a 3.600 msnm) y Altiplano (> 3.600 msnm), trazadas en colores verde y rojo, respectivamente. Note la diferencia de magnitud en el eje y entre el panel (a) y (b). La estación meteorológica Huara en Forte Baquedano (# 6 en la Tabla I) no está incluida porque no registró precipitación.

En precordillera (curvas verdes en fig. 4.2a), la precipitación presentó un incremento durante el periodo lluvioso respecto al periodo seco, alcanzando su máxima intensidad el 21 de enero en Mamiña con 39.9 mm/día, y en Central Chapiquiña y Ticnamar con 25 mm/día. Durante el 22 de enero, la estación de Putre registró la acumulación diaria más alta entre todas las estaciones analizadas, con 43.5 mm en 24 horas. En el caso del Altiplano (curvas rojas), se observó un leve incremento en las tasas diarias de lluvia durante el periodo lluvioso respecto al periodo seco. Sin embargo, los cambios no son tan evidentes y en general oscilan entre 5-20 mm/día en Visviri, Salar de Surire y Lago Chungará.

Otra de las conclusiones interesantes del análisis diario de la precipitación es que durante el día 22 de enero se registraron abundantes lluvias tanto en costa como pampas, precordillera y altiplano. Hacia el día 24 de enero, la región Altiplánica prácticamente no registró lluvias, mientras que en la precordillera se alcanzó menos de 5 mm/día, a la vez que el área costera y de pampas registró un peak importante en lugares como Camarones, Pica, Cerro Blanco y Tacna.

A pesar de que el Altiplano es una zona que registra precipitaciones de forma frecuente durante el verano, con promedios de precipitación superiores a 90 mm (ver figura 3.4a), las regiones costeras y de pampas son en extremo secas, configurando la hiperaridez anteriormente descrita con eventos de lluvia extremadamente infrecuentes. Para contextualizar la magnitud del evento de precipitación en enero de 2020 respecto a los registros históricos de las estaciones, se realizó un análisis de distribución de frecuencia en diferentes estaciones que poseen una cantidad de datos lo suficientemente amplia y de calidad, y que además representan las diferentes zonas geográficas del norte de Chile. Además, fue calculado el umbral de precipitación extrema (PE), correspondiente al percentil 90 de distribución según la climatología y extensión temporal de cada estación meteorológica, lo que permitirá determinar bajo qué condiciones se registraría un evento de lluvia en 24 horas considerado extremo para a época de verano. Entre las siete estaciones meteorológicas estudiadas, seis de ellas registraron al menos un día con PE durante la segunda mitad de enero de 2020 y al menos dos estaciones registraron las intensidades diarias más altas de su historia. La estación de Tacna (469 msnm, fig. 4.3a), que está localizada en las tierras bajas, registró 9.9 mm el 25 de enero, correspondiente al quinto episodio (día) con precipitación más alta en los 48 años de datos. En las pampas, Río Camarones en Chilpe (1.565 msnm, fig. 4.3b) registró la precipitación diaria más intensa de los 121 eventos de precipitación en 16 años de datos. Otra estación que registró un evento de PE record corresponde a Mamiña (2.730 msnm, fig. 4.3c) con 39.9 mm el 21 de enero, siendo la lluvia diaria más intensa en 35 años de datos. La localidad de Putre (3.560 msnm, fig. 4.3d) y sus 43.4 mm el 22 de enero, corresponde a la quinta lluvia diaria (de 474 días) más intensa entre 2001 y 2020. En general, las estaciones del Altiplano analizadas no presentaron un evento PE durante enero de 2020, denotando que los

máximos de intensidad relativos a la climatología y distribución histórica parecen concentrarse en la costa, pampas y precordillera.

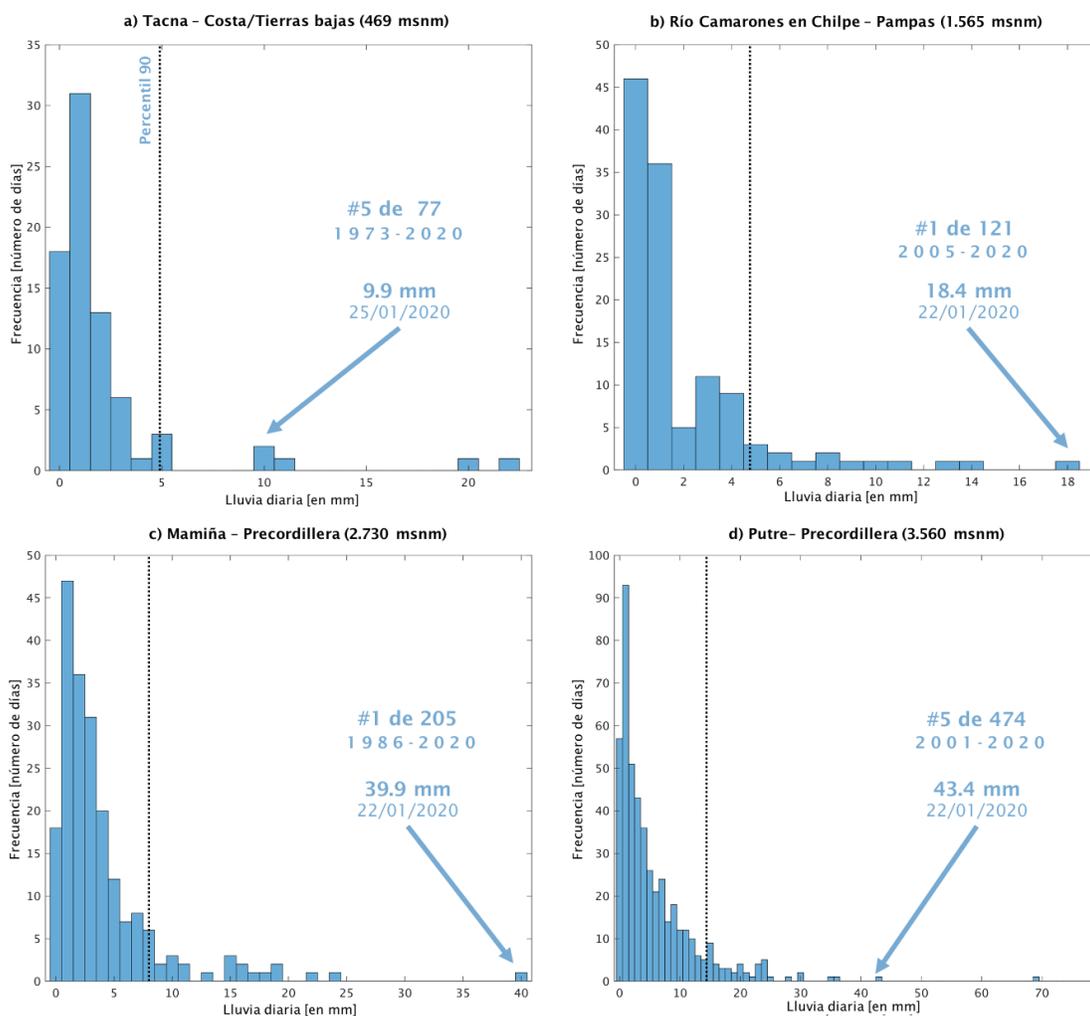


Figura 4.3: Histograma (distribución de frecuencia) para días de precipitación (> 0 mm) en el verano austral (DEF) en (a) Tacna, (b) Río Camarones en Chilpe, (c) Mamiña y (d) Putre. Se incluye en cada panel la posición del día más lluvioso de enero de 2020 en el ranking de los días más lluviosos en toda la serie de datos, el periodo de datos utilizado, el total acumulado del día más lluvioso de enero de 2020 (en mm) y la fecha. La línea negra vertical corresponde al percentil 90 de distribución.

## 4.2. Precipitación estimada por reanálisis

El análisis de la precipitación en vastas áreas del Desierto de Atacama se ve limitado por la ausencia de estaciones meteorológicas. Tal como se ve en la figura 4.1a, las estaciones de superficie están concentradas en la frontera norte de Chile y Perú, parte de

la región altiplánica y en la costa, resultando en una baja densidad de observaciones en diferentes áreas especialmente en el desierto. Para compensar esta situación, se utilizó el reanálisis ERA5 y su estimación de la precipitación en el área de estudio. El total de precipitación acumulada para el periodo lluvioso (19 a 28 de enero de 2020) indica que los valores máximos de lluvia se concentraron en el interior de Arica en la precordillera entre 18 y 19°S (figura 5.1b) superando los 110 mm. Hacia el este, se aprecia un leve decrecimiento de los montos de lluvia sobre el sector altiplánico, oscilando entre 50 y 90 mm. Hacia el oeste, se aprecian los valores más bajos de precipitación total con rangos de lluvia entre 0 y 50 mm en la costa, y hasta 90 mm en las pampas. Entre 19 y 22.5°S gran parte del área costera y de pampa presenta valores de lluvia estimados por ERA5 inferiores a 30 mm, con los máximos acumulados en el Altiplano.

Para validar la habilidad del reanálisis en la estimación de la lluvia se construyó una gráfica de distribución de la altura sobre nivel del mar y lluvia total para todos los puntos de grilla sobre la zona de estudio (ver fig. 4.4). Notar cómo la precipitación estimada por ERA5 muestra un incremento desde valores menores a 60 mm en la costa, hasta un máximo total acumulado ~130 mm alrededor de 2,500 msnm, para luego decrecer hacia el sector altiplánico con una altísima dispersión (rango entre 30 y 100 mm). Esta estimación es parcialmente correcta al comparar con las estaciones meteorológicas de superficie, las cuales mostraron un incremento en la precipitación total hacia altitudes más altas (representadas por círculos numerados en la figura 4.4), con valores máximos entre 62 y 114 mm en la precordillera en las estaciones de Belén, Ticnamar, Chapiquiña Central y Putre (#12 a 15 en la figura 4.4). La tendencia a la disminución de la precipitación hacia el Altiplano es aún mayor en las observaciones que en ERA5. Por ejemplo, Visviri (#16 en la fig. 4.4) registró una de las acumulaciones totales más bajas entre todas las estaciones, bastante similar a lo observado en la costa. En general, la precipitación estimada de ERA5 parece coincidir en capturar la distribución espacial observada de la precipitación, es decir, un máximo en la precordillera y valores más bajos en el Altiplano y en la costa. Las observaciones de las estaciones (números 1 a 18 en fig. 4.4) se distribuyen mayormente en el límite inferior del rango de variación de la estimación de ERA5. Por ejemplo, en las pampas, las estaciones registraron entre 5 y 50 mm, mientras que ERA5 muestra valores entre 7 y 90 mm, sobreestimando hasta en un 80% las observaciones en superficie. En términos generales, ERA5 parece sobrestimar la precipitación total acumulada. situación que también fue observada por Olivares (2020), quien identificó un exceso en la precipitación total de verano en torno al 100% en comparación con las estaciones meteorológicas de superficie al comparar los promedios climatológicos de 30 años.

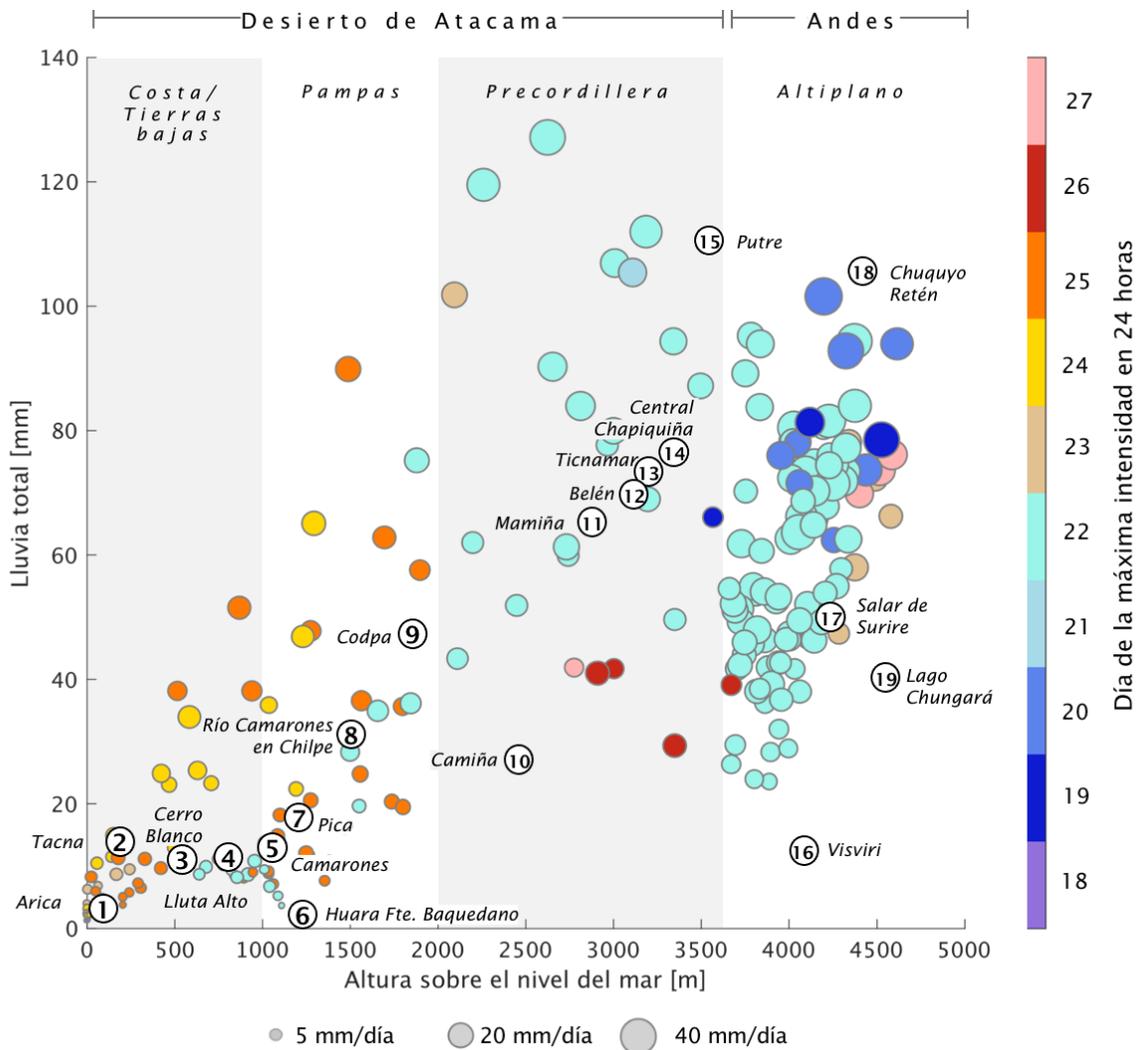


Figura 4.4: Distribución conjunta la altura sobre nivel del mar (eje horizontal), la precipitación total acumulada entre el 19 y 27 de enero de 2020 (eje vertical), máxima precipitación diaria (tamaño del círculo) y día de ocurrencia del máximo (colores), estimado por el reanálisis ERA5 para todos los puntos de grilla (N=247) en una caja ubicada entre 17.5-22.0°S y 71.0-68.0°W (ver recuadro en fig. 4.1b). Fueron incluidas (en círculos blancos) la precipitación total medida en 18 estaciones de superficie (ver Tabla 2.1).

Los máximos de precipitación, según ERA5, ocurrieron mayormente en la precordillera, alcanzando hasta 40 mm/día y coincidiendo con las observaciones de superficie, en donde Mamiña y Putre registraron 39.9 y 43.3 mm, respectivamente. En la mayor parte de los puntos de grilla sobre los 2,000 msnm (precordillera y altiplano), el día de ocurrencia del máximo de precipitación se presentó el 22 de enero. Nuevamente, esta situación coincide con las observaciones de las estaciones en superficie (ver figura 4.2b). En la costa y pampas, si bien hay una gran dispersión en la ocurrencia del día de máxima precipitación, predominan las fechas del 24 y 25 de enero. Esto es concordante

con lo observado en Tacna, que registró 9.9 mm el 25 de enero y Cerro Blanco con 12 mm el 24 de enero. En el caso de Lluta Alto, la intensidad máxima de lluvia alcanzó 7.5 mm y ocurrió el 22 de enero, situación que no coincide con la estimación de ERA5 para dichos puntos de grilla (ver la esquina inferior izquierda de la figura 4.4) que muestra que en esa zona la máxima intensidad se observó entre el 24 y 26 de enero.

## Capítulo 5

# Circulación atmosférica de gran escala y transporte de humedad

### 5.1. Circulación atmosférica

Para comprender las condiciones meteorológicas sinópticas asociadas al evento de precipitaciones en el desierto de Atacama, esta sección describe los principales aspectos de la gran escala tanto antes como durante el evento de precipitaciones. Este análisis divide al periodo seco como al periodo lluvioso en dos partes, de tal forma de analizar en mayor detalle las variaciones sinópticas ocurridas en dichos periodos. Durante la primera parte del período seco, entre el 9 y 13 de enero, la Alta de Bolivia (AB) se centró sobre el sureste de Brasil, tal como se puede ver en la figura 5.1a. Al mismo tiempo, se aprecia la presencia de una vaguada en altura sobre el Pacífico Suroriental (a partir de ahora, VPS) entre 8 y 24°S, condicionando un flujo norte en la troposfera media y alta sobre el Desierto de Atacama. Este flujo norte es parte de la climatología promedio de verano, debido a la presencia de la Alta de Bolivia, el flujo del oeste en niveles altos se ve desviado hacia el sur (ver figura 3.2) sobre el Desierto de Atacama y el Pacífico Suroriental. En términos de anomalías, la VPS presenta un centro de anomalías (VPS\* en la figura 5.2a) alrededor de 18°S en el Pacífico sureste, con desviaciones respecto a la media climatológica entre -30 y -60 m. Al mismo tiempo, la dorsal anómala que acompaña la AB se ubica al oeste de la costa del sur de Brasil. En la troposfera baja (850 hPa), pero sobre la capa límite (fig. 5.1a), la costa oeste de América del Sur se encuentra bajo el margen del anticiclón subtropical, con anomalías de altura geopotencial levemente positivas (fig. 5.2a) y vientos mayoritariamente del sur a lo largo de la costa peruano-chilena (fig. 5.1a).

En la segunda parte del período seco (entre el 14 y el 18 de enero), el centro de la AB sufrió un desplazamiento hacia el oeste (fig. 5.1b), alcanzando anomalías de hasta +120 m por encima de la climatología de enero para una altura geopotencial de 250 hPa sobre el centro de Argentina. Al mismo tiempo, la VPS se movió ligeramente hacia el este con una extensión suroeste-noreste tanto en las magnitudes (figura 5.1b) como en las anomalías observadas (figura 5.2b). Aquí, es de gran relevancia indicar la formación de un sistema de baja presión en 850 hPa (letra B en fig. 5.1b), centrada en 20°S costa afuera de

Atacama y con un mínimo geopotencial cerrado sobre esta área. En esta zona, la altura geopotencial de 850 hPa está unos 15 m por debajo de la media (fig. 5.2b). En términos generales, el patrón de anomalías de geopotencial en 850 hPa describe un fuerte gradiente entre el Pacífico sureste, que presenta valores negativos, y la cuenca del Amazonas y el centro de Sudamérica, con anomalías positivas. Parece posible que tanto VPS como la AB, ubicados principalmente a ambos lados de Los Andes, produzcan un efecto en la troposfera inferior, tendiendo a incrementar las anomalías de dorsal hacia el este y de vaguada al oeste. El sistema de baja presión (B y B\* en las figuras 5.1b y 5.2b) costas afuera de Atacama no fue evidente en niveles más bajos (es decir, en superficie) en forma de una baja presión cerrada, sin embargo, igualmente resultó en una disminución en la presión del nivel del mar a lo largo de toda la costa peruano-chilena. Por ejemplo, la estación meteorológica de Antofagasta (23,5°S, fig. 5.3a) alcanzó un mínimo de 1009 hPa (por debajo del percentil 10 diario) alrededor del 17 de enero, justo al final del período seco y coincidente con la configuración de la baja presión costas afuera.

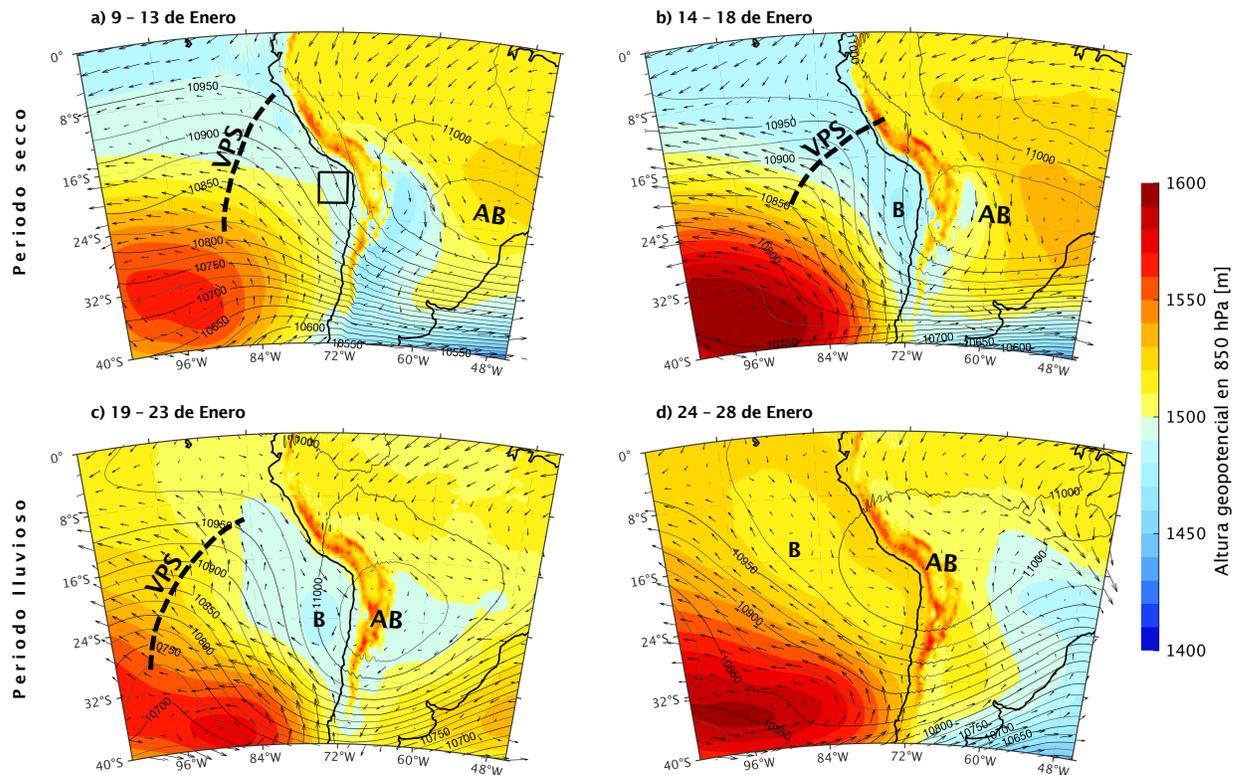


Figura 5.1: Compuesto de 5-días de la altura geopotencial en 850 hPa (color sombreado, en m), vientos a 850 hPa (flechas negras, en m/s) y altura geopotencial en 250 hPa (contornos negros; en m), promediado del 9 al 13 enero (a), 14 a 18 de enero (b), 19 a 23 de enero (c) y 24 a 28 de enero (d) de 2020. Los paneles superiores corresponden al “período seco” y los paneles inferiores al “período lluvioso”. En el panel a, el recuadro negro representa la región llamada Costa del Desierto de Atacama (CDA). VPS: Vaguada del Pacífico Sur, AB: Alta de Bolivia y B: Baja presión costa afuera de Atacama.

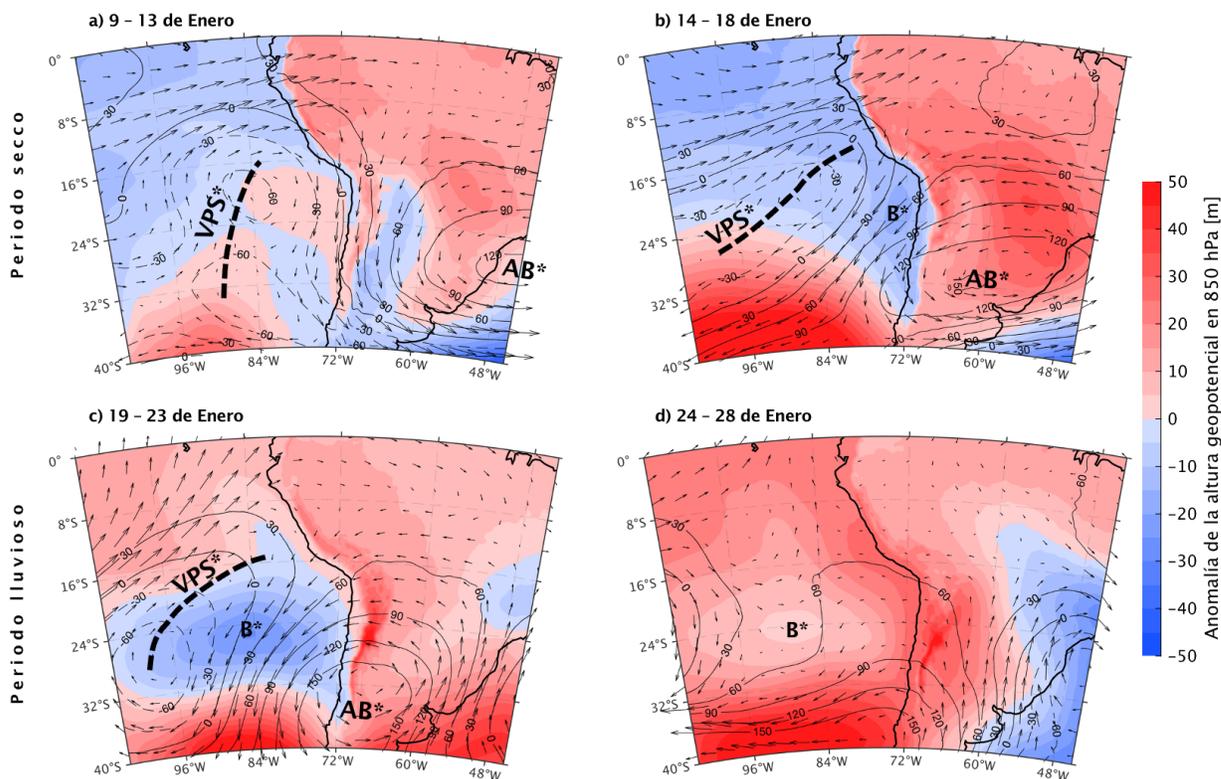


Figura 5.2: Compuesto de 5-días de anomalías de la altura geopotencial en 850 hPa respecto a la media climática de enero (1981-2010) (color sombreado, en m), vientos a 250 hPa (flechas negras, en m/s) y altura geopotencial en 250 hPa (contornos negros; en m), promediado del 9 al 13 enero (a), 14 a 18 de enero (b), 19 a 23 de enero (c) y 24 a 28 de enero (d) de 2020. Los paneles superiores corresponden al “período seco” y los paneles inferiores al “período lluvioso”. VPS\*: Vaguada del Pacífico Sur anómala, AB\*: Alta de Bolivia anómala y B\*: Baja presión costa afuera de Atacama anómala.

En la primera parte del período lluvioso (fig. 5.1c), del 19 al 23 de enero, la AB se encuentra centrada alrededor de 23°S sobre la Cordillera de los Andes, con un máximo de anomalías de la altura geopotencial en 250 hPa (fig. 5.2c) sobre Chile Central (33°S) de hasta +150 m, indicando una intensificación de dicho centro de anomalías respecto al periodo anterior. Esta configuración produce un flujo desde el este más intenso que lo habitual en los niveles medios y altos de la troposfera sobre el norte de Chile y el desierto de Atacama. Varios estudios (Aceituno y Montecinos, 1993; Lenters y Cook, 1999) han demostrado que la intensidad y la posición del AB juega un papel relevante en la ocurrencia de episodios húmedos o secos sobre el Altiplano chileno. Una AB desplazada hacia el polo sur induce un flujo hacia el Oeste sobre la ladera occidental de los Andes, transportando abundante aire húmedo desde el centro del continente hacia la meseta de los Andes, gatillando la convección y la precipitación (ver fig. 3a en Garreaud et al. 2003).

Sin embargo, la mayor parte de las investigaciones se han centrado en el Altiplano de los Andes, generalmente utilizando datos de estaciones meteorológicas por encima de los 4,000 msnm. En el evento de precipitación de enero de 2020, los acumulados de lluvia, tanto a nivel absoluto como relativos a la distribución histórica, presentaron las mayores intensidades en la parte baja del Desierto de Atacama, la precordillera y el borde oriental del Altiplano, los que nos lleva a preguntarnos cómo se gatilla la precipitación en dichas zonas y cómo la humedad, las tormentas y la precipitación alcanza los terrenos bajos. Una hipótesis plausible es el hecho de que la AB, desplazada más al sur de lo usual, sea capaz de transportar la humedad y la convección desde el Altiplano en dirección a la precordillera, las pampas y la costa.

El flujo del este a 250 hPa, costas afuera del Desierto de Atacama (CDA, 70-75°W y 18-20°S, ver recuadro negro en figura 5.1a) se incrementó días previos al evento de precipitación, alcanzando un máximo de 13 m/s el 13 de enero (fig. 5.3b). Este flujo, anormalmente intenso, estuvo por debajo de la media climatológica gran parte del periodo lluvioso, siendo inferior al percentil 10 de distribución al menos durante el primero periodo lluvioso en Atacama. De esta forma, los vientos anómalos del este apreciados en la figura 5.2c, producidos tanto por el desplazamiento hacia el polo de la AB y la presencia de la VPS, configuran un flujo de gran escala bastante importante en magnitud, pudiendo favorecer la advección de humedad necesaria para gatillar lluvias no solo sobre el Altiplano, sino que también costa afuera de Atacama, al menos en los niveles más altos de la tropósfera.

Sin embargo, la historia parece no terminar allí. La configuración sinóptica observada en la troposfera baja costa afuera del norte de Chile provocó cambios importantes en el contenido de vapor de agua precipitable (PWV) en la región. Durante la primera mitad del período seco, los vientos en niveles bajos (1000, 850 y 700 hPa) poseen una marcada dirección desde el sur, gracias a la clásica circulación anticiclónica asociada al anticiclón subtropical del Pacífico (véase las flechas blancas 6 amarillas en la figura 5.4a). Los valores de PWV estimados por ERA5, oscilan entre 30 mm sobre la costa sur de Perú hasta cerca de 20 mm frente a Antofagasta. Estos valores parecen estar alrededor del promedio climatológico en la región CDA. Sin embargo, durante la segunda mitad del período seco y cuando se alcanzó la presión mínima en superficie (fig. 5.3a) en Antofagasta, se aprecia una reversión de la circulación del sur tanto en 850 como en 700 hPa. Gracias a la circulación ciclónica costa afuera de Atacama, el viento delante de la baja proviene desde el norte (fig. 5.4b). La reversión de la circulación del sur fue aún más evidente en 850 hPa, donde se observaron vientos del norte incluso hasta los 4° S (costa peruana), con la consecuencia natural del transporte de masas de aire desde las áreas tropicales hacia el desierto de Atacama. En paralelo, el PWV comenzó a aumentar en magnitud a lo largo de toda la costa peruano-chilena (fig. 5.4a), alcanzando valores cercanos a los 40 mm en promedio entre el 14 y 18 de enero. El aire húmedo parece ser transportado desde la costa peruana hacia el desierto de Atacama por este anómalo viento

del norte, formando una lengua de humedad atrapada a la topografía costera de la costa occidental de Sudamérica, un posible indicador de que la mayor parte de dicha humedad está concentrada en los niveles más bajos de la troposfera ( $> 700$  hPa). Durante el período húmedo (fig. 5.4c y d), los vientos anómalos del noroeste se mantienen en intensidad especialmente en 850 hPa, amplificando esta lengua de humedad con valores superiores a 50 mm costa afuera del Desierto de Atacama, pero también transportándose hacia los sectores interiores, alcanzando magnitudes entre 20-40 mm sobre la Pampa y Precordillera. La evolución diaria del PWV en la región CDA (línea roja en fig. 5.5a) estimada por ERA5 muestra un máximo de 44 mm el 24 de enero, por encima del percentil 90 diario para esta zona y que ronda los 30-35 mm durante todo el mes de enero (ver línea roja en la fig. 5.5a) y alrededor de 20 mm por encima de la media climatológica (línea negra continua en la fig. 5.5a). Los datos observados a las 12 UTC por el radiosondeo diario de Antofagasta ( $23,5^{\circ}\text{S}$ ) también confirman el fuerte aumento de los valores del PWV, desde cerca de 20 mm durante los primeros días del período seco (bastante similar a la media climatológica, fig. 5.5a), hasta alrededor de 50 mm durante los últimos días del período húmedo. Es importante indicar que el reanálisis ERA5 estimó correctamente el PWV en el punto de grilla más cercano para Antofagasta (figura 5.5a). Una simple comparación entre las observaciones y el reanálisis da una raíz de error cuadrático medio (RECM) de 1,27 mm y una correlación de Pearson de 0,99 para todo el mes de enero. En contraste, el reanálisis NNR1 parece realizar un trabajo mucho peor al estimar el PWV en el desierto de Atacama. Al comparar los datos del sondeo de Antofagasta y el punto de grilla más cercano en NNR1, se aprecia un RECM de 8,7 mm y una correlación de Pearson de 0,8. Estos resultados brindan más confianza en el uso de ERA5 y confirman conclusiones similares de estudios anteriores para este tipo de variables (Zhang et al. 2018).

De acuerdo a las investigaciones de Fuentes (2014), Barrett et al. (2016) y Rondanelli et al. (2019) la presencia de anomalías positivas de PWV costas afuera del centro y norte de Chile podrían ser un factor de gran relevancia que conduce a lluvias intensas en el área. De hecho, este fue uno de los principales ingredientes que estuvo asociado a las intensas lluvias de marzo de 2015, cuando anomalías positivas de PWV fueron generadas por el transporte de humedad desde el Pacífico Oriental tropical hacia el norte de Chile gracias a una configuración ciclónica asociada a una baja segregada en altura. La advección de humedad a lo largo de la costa peruano-chilena se mezcló con la inestabilidad en la parte delantera de la baja, así como también, gracias al ascenso forzado con la cordillera de los Andes, desencadenando torrenciales precipitaciones. Según Bozkurt et al. (2016), este evento también estuvo acompañado de anomalías cálidas de TSM a lo largo de la costa del Desierto de Atacama, principalmente asociado con el nacimiento de El Niño 2015-2016. Estas anomalías positivas en la superficie marina favorecieron la aparición de anomalías de agua precipitable, muy probablemente debido a procesos termodinámicos en la capa límite, lo que favoreció la posterior formación de precipitación.

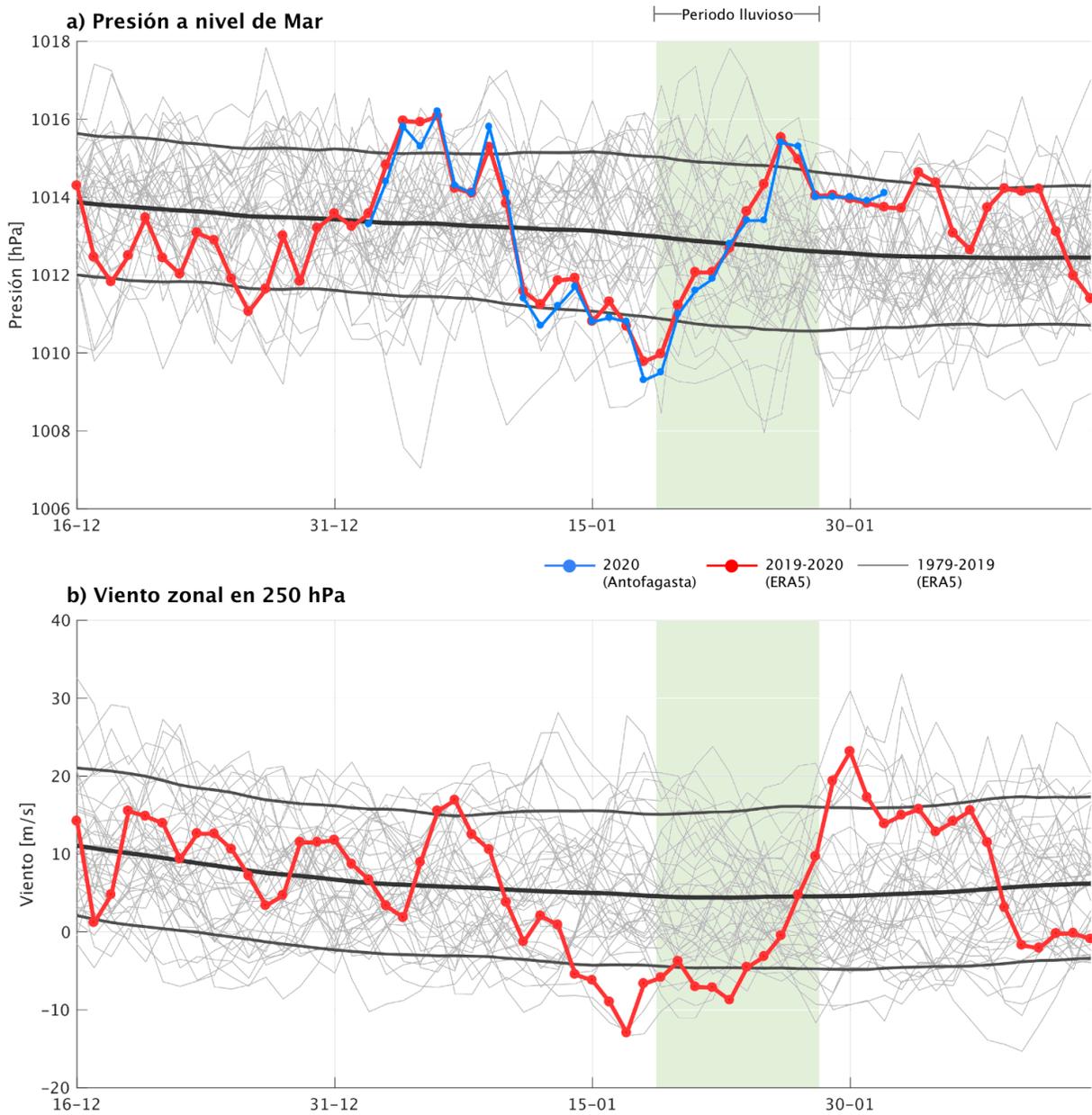


Figura 5.3: En el panel (a), la presión a nivel del mar y en (b), el promedio del viento zonal en 250 hPa. Cada serie de tiempo corresponde al promedio de la región CDA (costa de Desierto de Atacama, [71-75°W, 18-22°S]) para todos los años entre 1979 y 2019 (línea gris) y para el verano 2019-2020 (línea roja). Se incluyó la medición de la presión en superficie en la estación de Antofagasta [23.5°W, 70.5°W] a las 12 UTC de cada día de enero de 2020 en la línea azul. En cada panel, fue agregado el promedio móvil de 30 días climatológico (línea gris gruesa) y los percentiles 10 y 90 (línea gris tenue). El periodo lluvioso está demarcado en un fondo verde claro en ambos paneles, entre el 19 y 28 de enero de 2020.

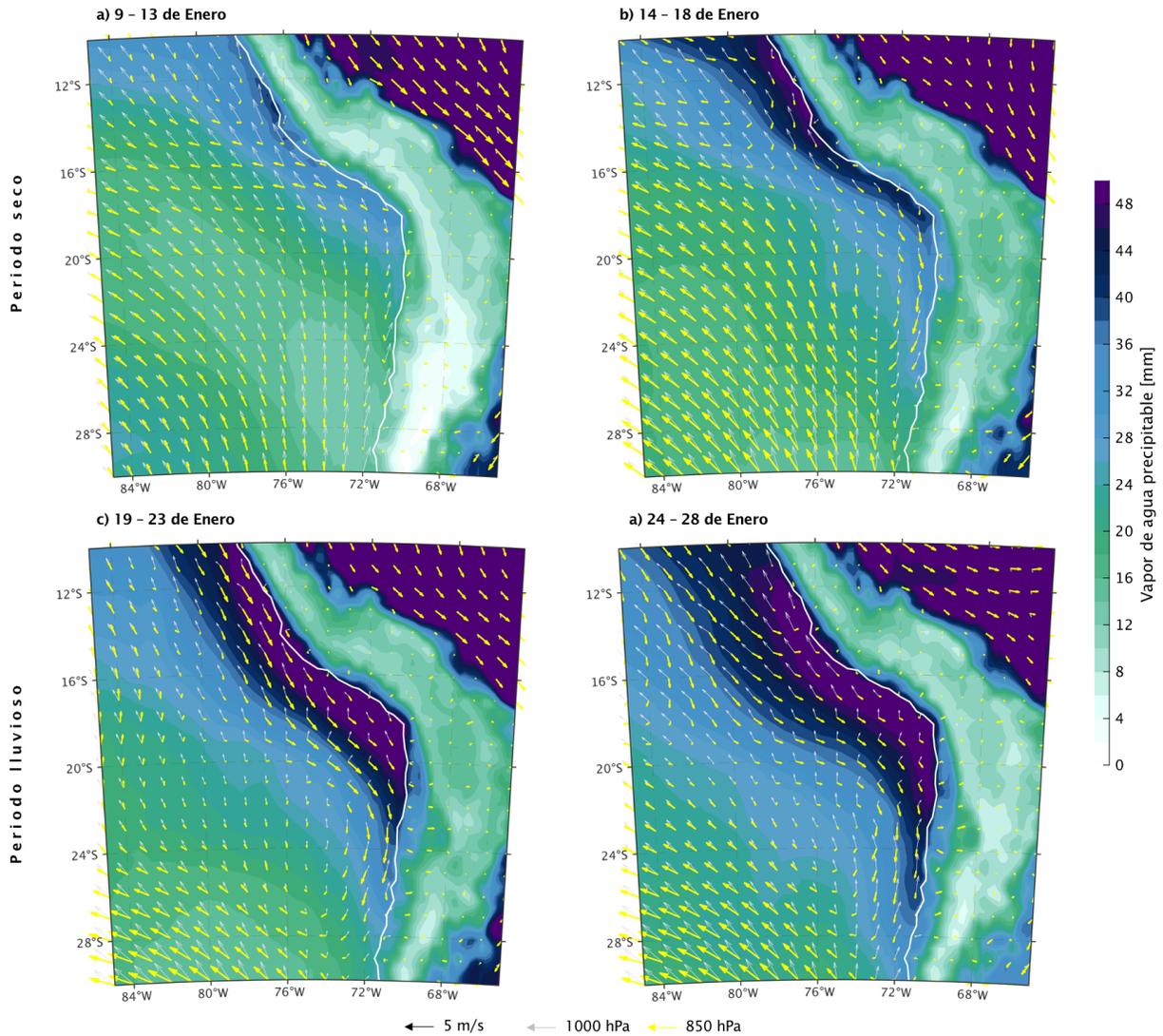


Figura 5.4: Compuesto del promedio de cinco días del vapor de agua precipitable total (color sombreado, en mm) y vectores del viento (flecha blanca para 1000 hPa y amarillo para 850 hPa; en m/s), promediado del 9 al 13 de enero (a), 14 al 18 de enero (b), 19 al 23 de enero (c) y 24 a 28 de enero (d) de 2020. Los paneles superiores corresponden al “período seco” y los paneles inferiores al “período lluvioso”.

Esta situación también estuvo presente tanto antes como durante el evento de lluvias de enero de 2020. Tal como se ve en la figura 5.5b, las anomalías de TSM en la región CDA se mantuvieron más altas que lo normal, incluso con algunos periodos sobre el percentil 90 de distribución. Se debe hacer notar el significativo aumento que experimenta el promedio climatológico de la TSM durante enero, situación que también se observa en la curva climatológica del PWV (figura 5.5a). Es decir, parece existir una relación entre el contenido de humedad de la columna atmosférica y el incremento natural de la TSM durante esta época del año. Por supuesto, es muy probable que la influencia de

la TSM esté acotada a los primeros kilómetros de la troposfera baja y su influencia en niveles más altos sea cada vez menor. Por ejemplo, durante el periodo de máximas anomalías cálidas (7-8 de enero, Fig. 5.5b) los valores de PWV estuvieron bajo la media climatológica (Fig. 5.5a). Al contrario, durante el momento de máxima desviación del PWV respecto a la media climatológica (17 a 28 de enero, Fig. 5.5a), si bien las anomalías de TSM continuaban siendo positivas, no fueron espectacularmente altas y solo al final del periodo, en enero 27, se disparan a valores superiores al percentil 90. De todas formas, durante la mayor parte del periodo de precipitaciones, la TSM en la región CDA se mantuvo más alta que lo normal, un posible ingrediente extra que ayudó a incrementar las anomalías de vapor de agua en la tropósfera.

Hasta este punto, es evidente que la advección de humedad, gracias a la aparición de una baja presión en la tropósfera baja y que configura un viento del norte a lo largo de la costa, parece ser uno de los principales gatillantes del incremento de PWV en la zona de estudio. Sin embargo, no se debe olvidar que las mayores variaciones en el contenido de PWV tienden a producirse en los niveles bajos de la tropósfera. Por lo mismo, la potencial influencia de anomalías cálidas de TSM debe ser estudiada en detalle, más cuando dichas anomalías parecen ser relevantes tanto al hacer la diferencia entre el periodo lluvioso respecto al periodo seco como en términos de anomalía respecto a la climatología. Por un lado, gran parte del Océano Pacífico Sur frente a la costa peruano-chilena presenta un calentamiento (Fig. 5.6a) que alcanza hasta 2°C en la zona costera. Recordemos que parte de ese calentamiento se explica por el natural aumento climatológico de la TSM a lo largo de la época de verano, aunque también al hecho de que la costa de Atacama se mantuvo más cálida que lo usual (ver anomalías de la región CDA en Fig. 5.5b). No hay que olvidar que los vientos superficiales juegan un rol importante en el aumento o disminución de la TSM. Vientos del sur producen surgencia costera (i.e., aguas más frías), así como también un transporte meridional de aguas más frías hacia la región ecuatorial. En ese sentido, los vectores de viento en superficie del sur son mucho más débiles durante el periodo lluvioso que durante el periodo seco, y aparece una circulación diferencial del norte en los vectores, aunque en general dicha situación está mayormente asociada a un debilitamiento del viento sur y no a una reversión de sur dirección. Por otro lado, las anomalías de TSM respecto a la climatología (Fig. 5.6b) muestran que el calentamiento es, de hecho, mucho más acotado a las cercanías del litoral entre el sur de Perú y Norte de Chile (16 a 28°S), con magnitudes que superan 1°C. La anomalía de los vientos en superficie muestra un debilitamiento respecto a lo normal para la época, en forma de una circulación ciclónica con un centro entre 82°W y 26°S, en concordancia con el centro de baja presión encontrado previamente en dicha zona (Fig. 5.1c y 5.2c). El hecho de debilitar los vientos del sur puede estar asociado, además, a disminuir la surgencia a lo largo de la costa, lo que podría explicar los “paquetes” de anomalías cálidas observadas justo costas afuera de la línea litoral (Fig. 5.6b).

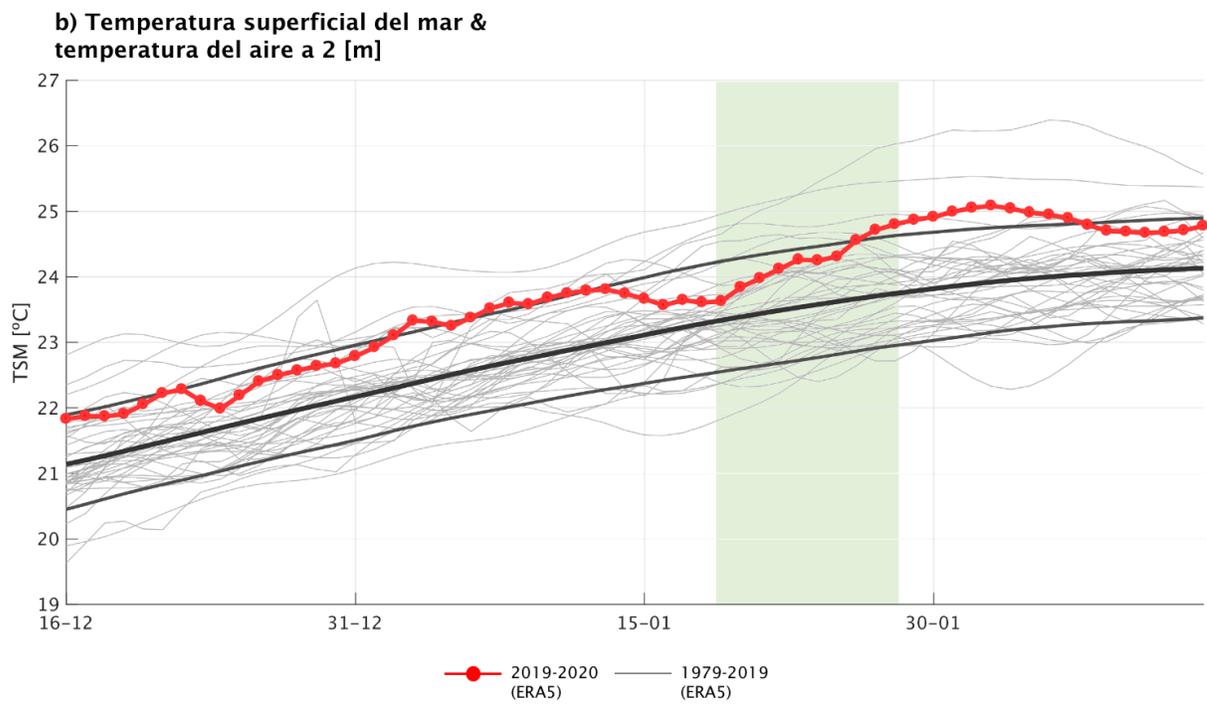
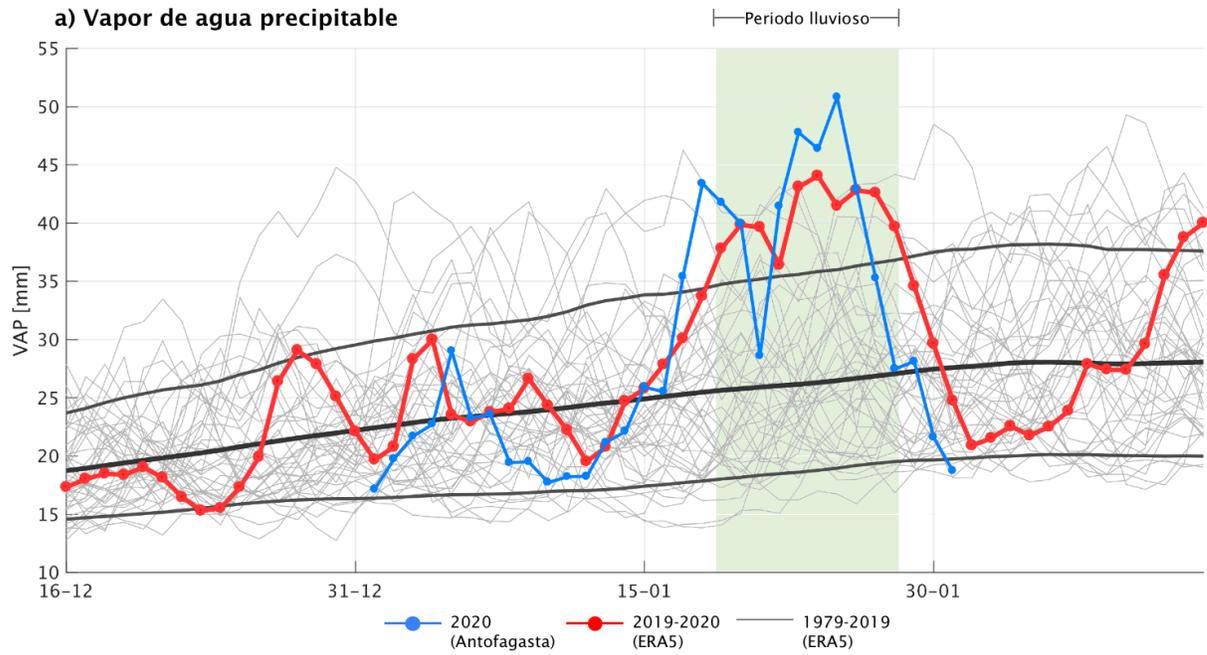


Figura 5.5: Como la figura 5.3, pero para el vapor de agua precipitable (a) y temperatura superficial del mar (b).

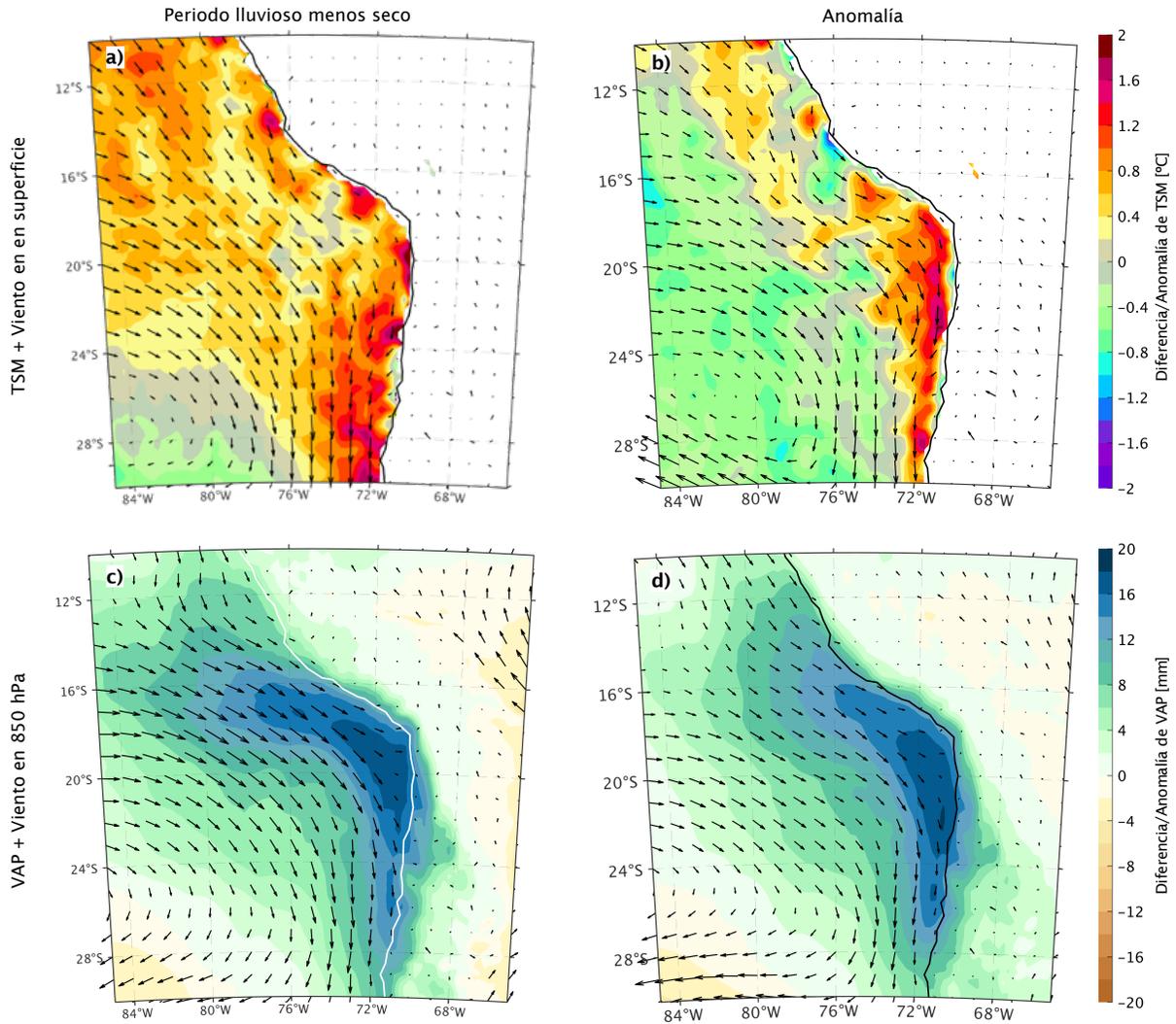


Figura 5.6: Compuestos de diferencias (panel izquierdo, a y c) del promedio del periodo húmedo (19-28 de enero) menos el periodo seco (9-18 de enero), y de anomalías respecto a la climatología (panel derecho, b y d) del periodo húmedo. En a y b, la temperatura superficial del mar (en colores) y viento a 10 m (flechas negras). En c y d, el vapor de agua precipitable (en colores) y el viento en 850 hPa (flechas negras).

Por otro lado, la diferencia en el vapor de agua precipitable entre el periodo lluvioso y el seco (Fig. 5.6b), así como también la anomalía respecto a la media climatológica del total de vapor de agua de la columna atmosférica (Fig. 5.6e), muestra un evidente incremento en gran parte del océano Pacífico Sur, con un máximo localizado costa afuera del Desierto de Atacama (18-22°S), alcanzando hasta 20 mm en los promedios de diez días. Recordemos que justo durante este periodo, el PWV alcanzó valores superiores al percentil 90 en la región CDA, denotando un incremento extraordinario para la zona. Además, el campo de diferencias del PWV muestra que gran parte del contenido extra de

vapor de agua se encuentra también sobre las zonas interiores del Desierto de Atacama, tanto en el sur de Perú como en el norte de Chile. Al igual que el viento en superficie, la circulación diferencial en 850 hPa muestra un marcado viento anómalo norte/noroeste a lo largo de la costa, aunque esta vez si es posible ligarlo a un colapso de los vientos del sur, más allá de las anomalías, y la aparición de un flujo norte efectivo en la troposfera baja, debido a la presencia de la baja anómala costa afuera de Atacama. El máximo de anomalías de PWV observado costa afuera del norte de Chile (Fig. 5.6d) coincide, también, con los máximos de anomalía de TSM (Fig. 5.6b), sugiriendo nuevamente una potencial relación entre ambas variables.

## **5.2. Transporte de humedad y Río Atmosférico**

El transporte de vapor integrado (IVT) en la columna de 1000-300 hPa es una buena medida para conocer el flujo de humedad asociado a la circulación sinóptica de toda la tropósfera. Durante la primera parte del periodo seco (figura 5.7a), la circulación anticiclónica sobre el Pacífico Suroriental genera un transporte desde la costa sur de Perú (16°S) hacia el norte, mientras que tanto costa afuera de Atacama como en el interior del desierto, el flujo integrado es más bien cercano a cero. Los valores de IVT observados al lado oriental de la cordillera son de gran magnitud ( $> 250 \text{ Kgm/s}$ ), cruzando de norte a sur a lo largo del centro del continente en asociación al jet de bajo nivel (Marengo et al., 2004). En la segunda parte del periodo seco (Fig. 5.7b), toda la costa peruano-chilena hasta 18°S parece presentar valores muy bajos de IVT y el flujo sigue siendo mayormente desde el sur. Sin embargo, costa afuera de Antofagasta, se aprecia una zona con un flujo mayormente norte y valores de IVT de hasta  $125 \text{ Kgm/s}$ . Un cambio importante en la circulación del IVT se aprecia durante la primera parte del período lluvioso (Fig. 5.7c). El promedio de cinco días muestra una marcada lengua de IVT, con valores de hasta  $150 \text{ Kgm/s}$ , esta vez en dirección noroeste-sureste costas afuera de Perú y mayormente de dirección norte a sur a lo largo de la costa chilena, alcanzando por el sur hasta 32°S. Notar como la circulación anticiclónica está desplazada hacia latitudes más altas, mientras que sobre el centro del continente la mayor parte del flujo de IVT muestra una dirección hacia el Atlántico. En ese sentido, la principal fuente de humedad sobre el Desierto de Atacama corresponde a esta lengua de humedad que se extiende prácticamente desde la región ecuatorial hasta  $\sim 20^\circ\text{S}$ . En el segundo periodo húmedo (Fig. 5.7d), todavía se aprecian valores relativamente altos de IVT a lo largo de la costa peruano-chilena, pero en menor magnitud que en el periodo anterior. Además, se pierde la dirección norte-sur de la lengua de humedad. Hay que considerar que estos análisis fueron realizados sobre promedios de varios días, por lo que puede haber variaciones horarias y diarias de mayor magnitud que serán estudiadas en detalles en la siguiente sección.

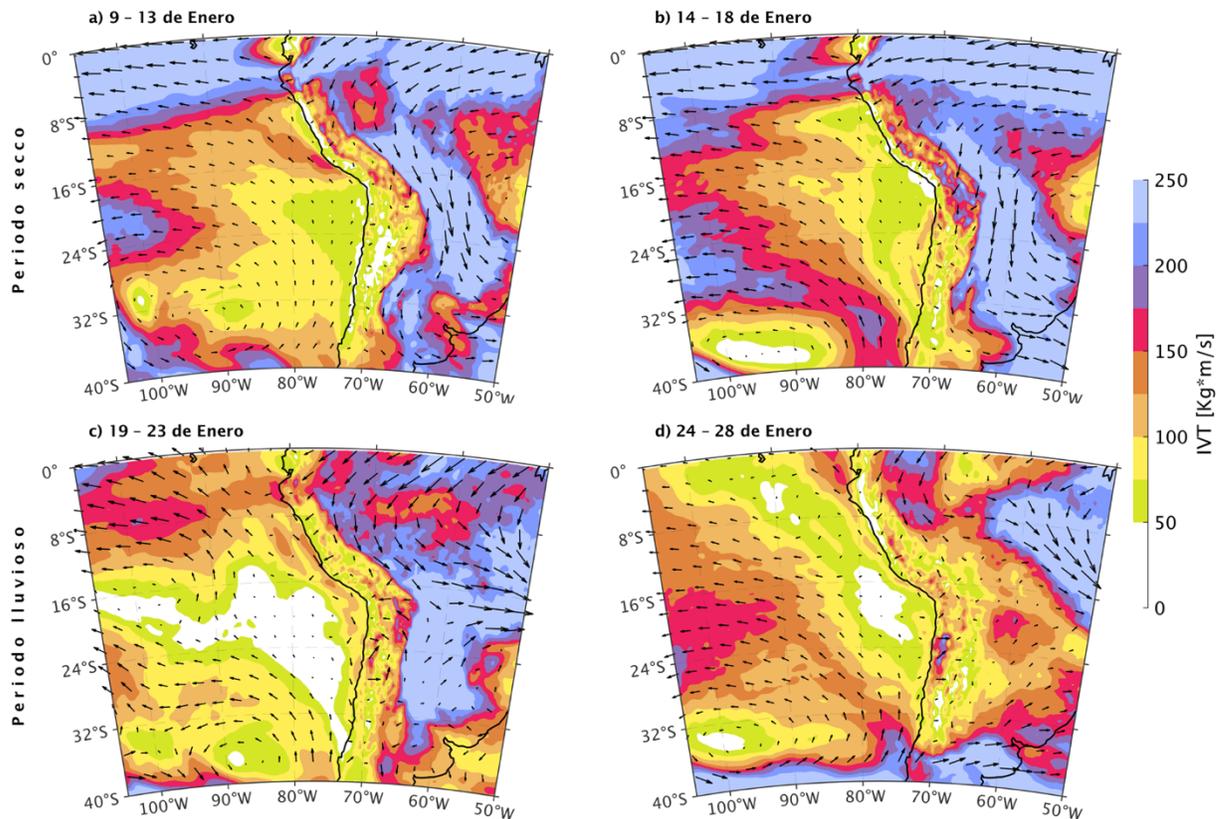


Figura 5.7: Promedio de 5-días del transporte de vapor de agua integrado (IVT, en colores y vectores): 9 al 13 de enero (a), 14 al 18 de enero (b), 19 al 23 de enero (c) y 24 a 28 de enero (d) de 2020. Los paneles superiores corresponden al “período seco” y los paneles inferiores al “período lluvioso”.

Debido a que la integración del IVT considera toda la columna atmosférica, los movimientos y transporte de humedad estarán dominados principalmente por desplazamientos de gran escala que influyen en toda la tropósfera. En este punto, es importante analizar la estructura vertical del transporte de humedad, utilizando el flujo horizontal de vapor de agua. A una latitud de  $20^{\circ}\text{S}$ , el promedio de flujo horizontal de humedad de la primera parte del periodo seco (Fig. 5.8a) muestra un marcado y fuerte flujo desde el sur al oeste de la línea de costa ( $70^{\circ}\text{W}$ ), completamente concentrado en la capa límite marina (es decir, bajo los  $\sim 900$  hPa). Sobre la capa límite marina, prácticamente no hay transporte de humedad, salvo en la región sobre el desierto con una componente suroeste. El promedio del viento zonal sobre la región del Desierto de Atacama es prácticamente nulo, con un leve máximo de alrededor de  $3$  m/s cerca de la superficie alrededor de  $70^{\circ}\text{W}$  (ver Fig. 5.8a). Por otro lado, la región altiplánica muestra una leve intrusión de humedad gracias un flujo del este de hasta  $3$  m/s sobre los  $700$  hPa y un flujo de humedad menor a  $25$   $\text{Kg m/s}$ .

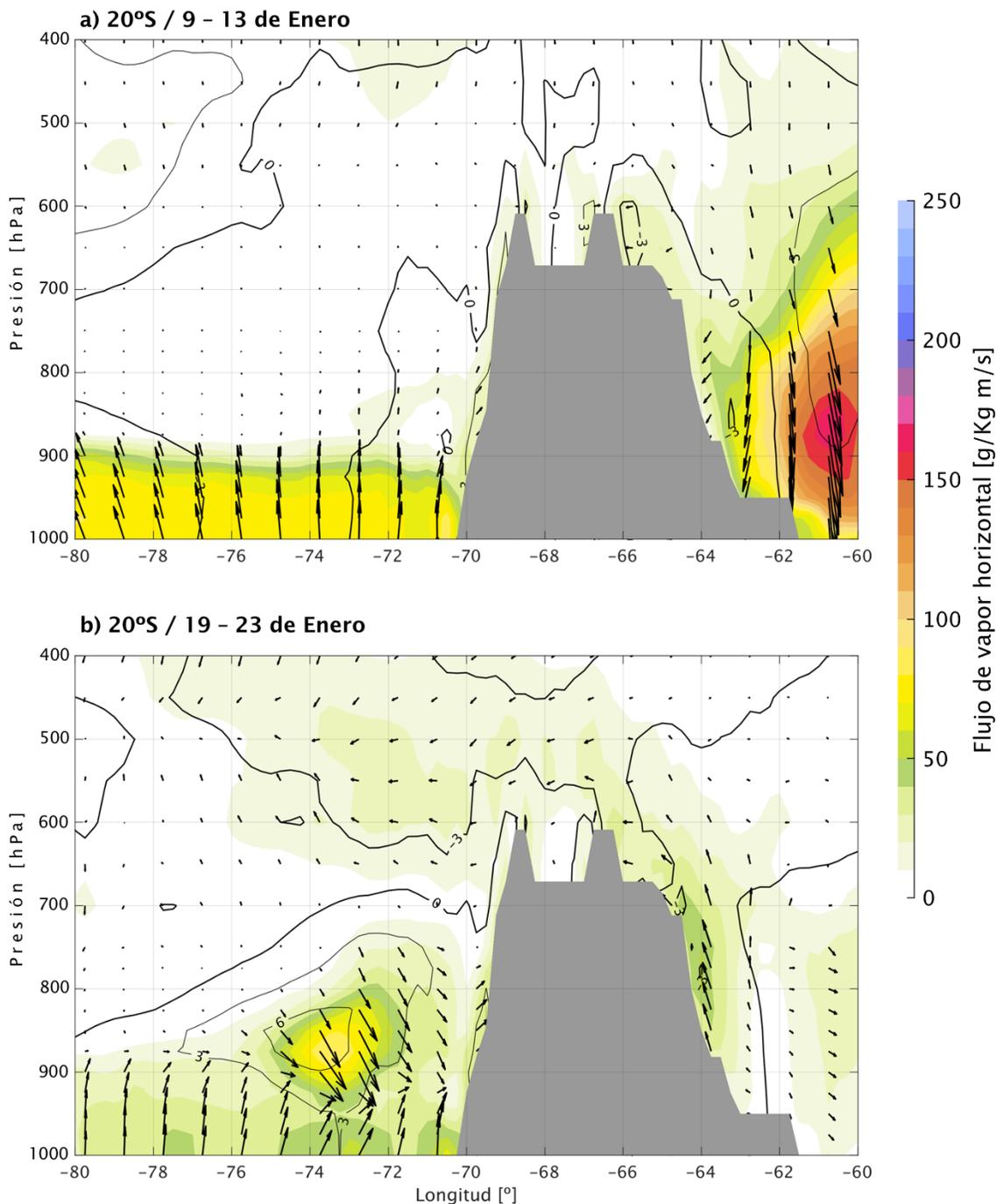


Figura 5.8: Promedio de 5-días del flujo horizontal de vapor de agua (en colores y vectores, en g/Kg/m/s): 9 al 13 de enero (a) y del 19 al 23 de enero (b) de 2020 a una latitud de 20°S. Los vectores indican la dirección horizontal del flujo. En tono gris, la topografía desde el modelo ERA5.

Durante el primer periodo húmedo (fig. 5.8b), se aprecia un gran cambio en el transporte de humedad costa afuera del desierto de Atacama. Primero, se debilita el flujo

de humedad en la capa límite en alrededor de un 50%, debido principalmente al debilitamiento del viento sur (ver figura 5.6a). Alrededor de  $73^{\circ}\text{W}$  y entre 950 y 790 hPa, se presenta un marcado flujo de humedad desde el noroeste, con un máximo de hasta  $90\text{ g/Kg m/s}$ . A diferencia del periodo anterior, prácticamente toda la capa atmosférica bajo los 700 hPa tanto sobre el desierto como en el océano, presenta un marcado flujo del oeste, con un máximo de hasta 6 m/s en la región de máximo flujo de humedad horizontal. Es evidente que la humidificación de toda esta capa se está produciendo gracias a la presencia de esta zona de advección, cuyo máximo se ubica en la tropósfera baja levemente sobre la capa límite y costas afuera del desierto. Aún así, gracias a la presencia de una marcada componente Oeste, la humedad parece ser empujada continente adentro.

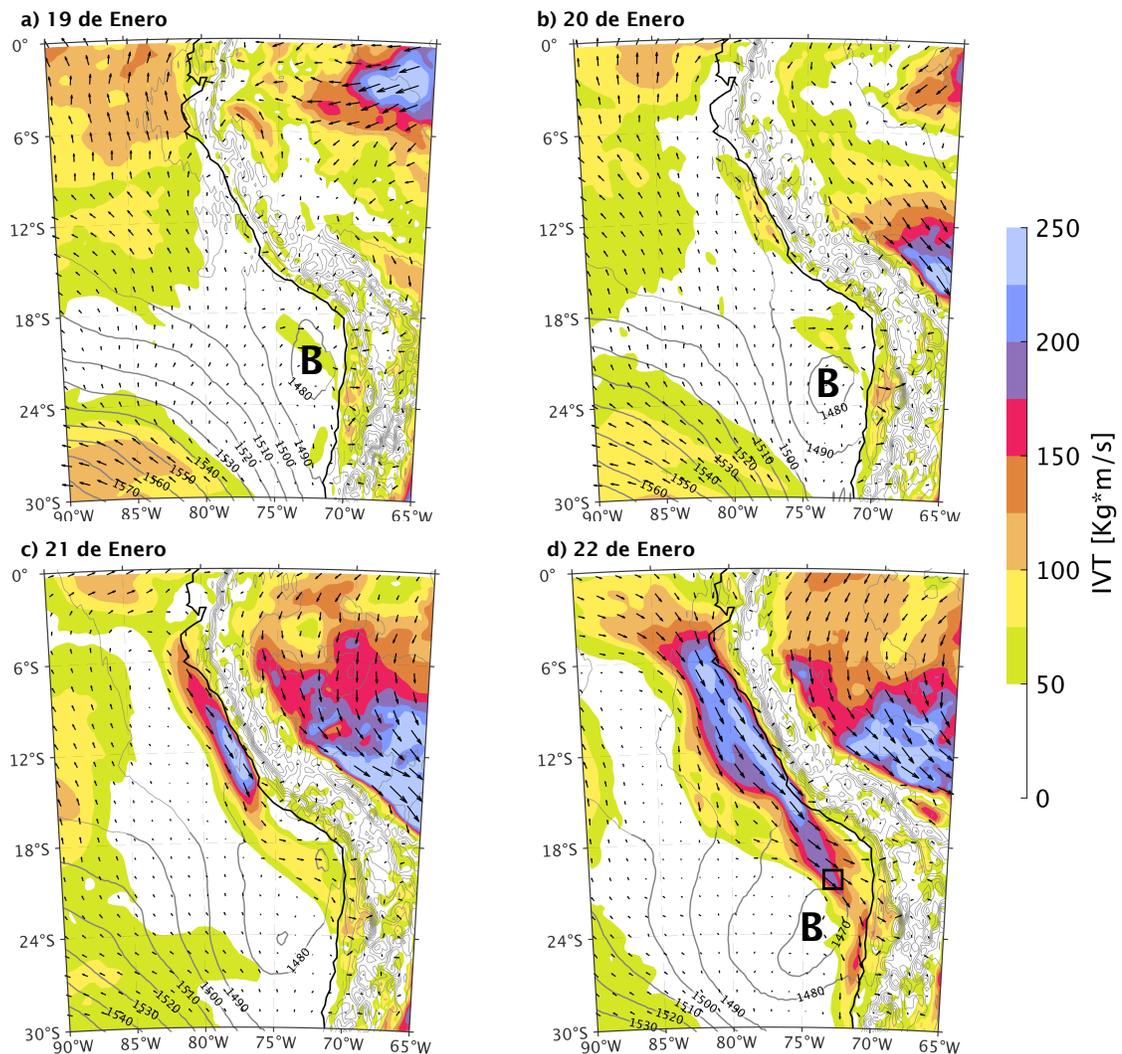


Figura 5.9: Transporte de vapor de agua integrado (colores, en  $\text{Kg m/s}$ ) entre 950 y 790 hPa, y la altura geopotencial en 850 hPa (línea negra, en m sobre el nivel del mar) a las 18 UTC de los días 19, 20, 21 y 22 de enero. La altura geopotencial sobre tierra fue plotada en gris claro para evitar problemas de visualización.

Sobre el Altiplano se aprecia un flujo del Este marcado, transportando humedad sobre los 700 hPa. En magnitudes, dicho transporte es bastante débil, equivalente a cerca de un 20% respecto a los máximos observados en niveles bajos. Dicho flujo, también de gran escala, coincide con el intenso viento del Este observado en la zona en 250 hPa (fig. 5.3a) y que entre el 19 y 23 de enero se mantuvo por debajo del percentil 10 de distribución (es decir, un valor extremo). Sin embargo, la humectación afecta principalmente al área altiplánica y la región sobre los 700 hPa, separándose de lo que ocurre en los niveles más bajos de la tropósfera.

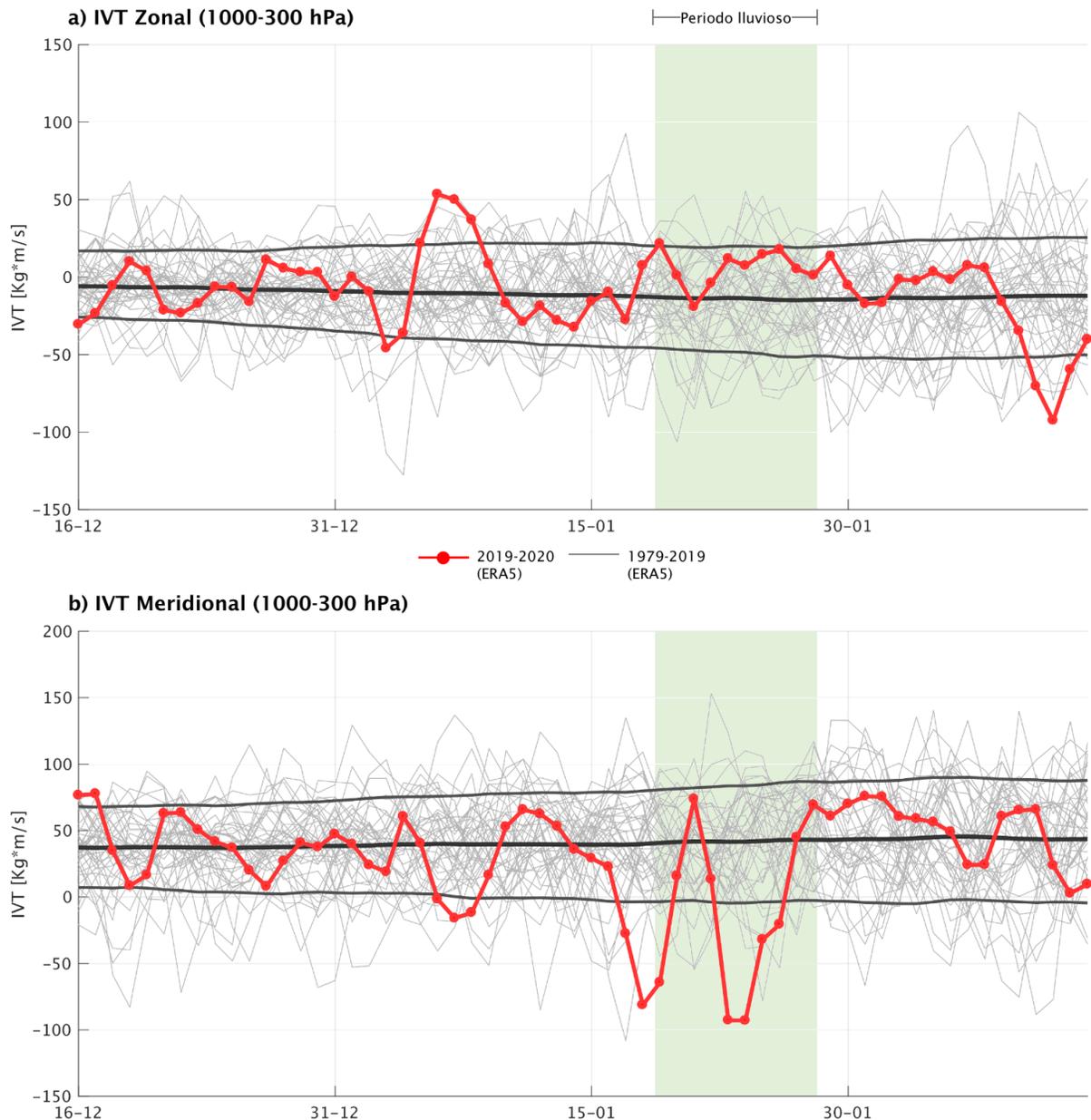


Figura 5.10: Como la figura 5.3, pero para transporte integrado de vapor de agua zonal (a) y meridional (b) en toda la tropósfera (1000-300 hPa).

Desde la figura 5.8b parece evidente que la mayor parte de la actividad asociada al transporte horizontal de vapor ocurre principalmente entre 950 y 790 hPa, y en concordancia con la localización de la circulación ciclónica de la tropósfera baja descrita en las secciones anteriores. Por lo mismo, se analizará lo que sucede, en una escala diaria, con el IVT entre estas capas y se comparará con altura geopotencial en 850 hPa (que está aproximadamente en el nivel medio de dicha capa). La baja presión que se forma costa afuera de Atacama se identifica, por primera vez, el día 19 de enero como un mínimo de geopotencial cerrado (1480 m, figura 5.9a), sin la presencia de ningún tipo de advección de humedad evidente en la capa 950-790 hPa. El 20 de enero, dicha baja presión continúa bien establecida y la circulación, costa afuera de Perú (ver entre 10 y 15°S en Fig. 5.9b) muestra una reversión del flujo, con una componente noroeste marcada y valores de IVT entre 50 y 125  $Kgm/s$  muy concentrados a lo largo de la costa. Junto a esto, se aprecian algunos valores altos de IVT costas afuera del norte de Chile, en la parte norte de la circulación ciclónica, ingresando continente adentro. Un gran cambio se aprecia el 21 de enero, ya que, en este momento, el flujo de humedad se intensifica a lo largo de toda la costa occidental de Sudamérica, con un máximo localizado nuevamente costas afuera de Perú con valores de IVT de hasta  $\sim 300 Kgm/s$  (Fig. 5.9c). Dicha lengua de valores altos de IVT, por el norte, alcanza hasta aproximadamente 4°S (sur de la costa de Ecuador) y, por el sur, hasta 22°S (Antofagasta), esto equivale a aproximadamente  $\sim 2,500$  Km de extensión latitudinal y un ancho de alrededor de 600 Km. Notar que la baja presión alcanza un mínimo alrededor de 1470 m (10 m menos que el día anterior), por lo que el proceso de intensificación continúa y la baja parece mantenerse localizada en el mismo sector, centrada en 24°S y 75°W. Dicha intensificación también continúa el día siguiente, el 22 de enero, lo que también se expresa en un transporte de humedad más intenso en magnitud que el día anterior (Fig. 5.9d), así como también el área que abarca dicha zona de transporte se extiende, por el norte, hasta la línea del ecuador, y por el sur, hasta aproximadamente 32°S, equivalente a casi 3,000 Km de largo y cerca de 700 Km de ancho.

Según la definición del Glosario de la American Meteorological Society, un río atmosférico corresponde a un corredor largo, estrecho y transiente de fuerte transporte horizontal de vapor de agua, que se asocia típicamente con una corriente en chorro de bajo nivel delante de un frente frío de un ciclón extratropical. El vapor de agua en los ríos atmosféricos es suministrado por fuentes de humedad tropicales y/o extratropicales. En ese sentido, la estructura observada costa afuera de Atacama parece cumplir parcialmente con la definición, debido a que no se presenta una estructura sinóptica de un sistema frontal en asociación con la circulación observada durante enero de 2020.

Más específicamente, Guan y Waliser (2015) definieron algunas de las características más relevantes que debe cumplir un río atmosférico para ser clasificado como tal. Uno de los primeros factores determinantes es la intensidad de la magnitud de IVT, que debe superar los 100  $Kgm/s$  o en su defecto el percentil 85 de distribución para

la zona en cuestión (ver Fig. 3.2b). Dicha situación se cumple tanto el 21 como el 22 de enero (Fig. 5.9c y d), en donde la extensión de la región con IVT superior a los 100  $Kgm/s$  va desde prácticamente 3°S, hasta 26°S. Eso equivale a cerca de 3,000 Km de largo, lo que cumple con la segunda condición para la definición de un RA (una longitud mínima de al menos 1,500 Km). Por otro lado, el criterio de estrechez (largo / ancho > 2) también se alcanza a cabalidad, puesto que el ancho máximo del RA observado costas afuera de Atacama alcanza alrededor de 600 Km, lo que equivale a un largo casi 4 veces del tamaño del ancho. Ahora bien, respecto al criterio de tocar tierra, la primera vez que el RA alcanza una magnitud lo suficientemente alta para ser definido como tal, el 21 de enero, también parece hacerlo tan cerca de la línea costera que es muy probable que el primer toque de tierra ocurra a aproximadamente ~12°S. Sin embargo, debido a la forma del continente y la localización del RA a lo largo de la costa, es muy probable que este vuelva a tocar tierra en varios puntos al mismo tiempo, así como también, en diferentes momentos a lo largo del periodo de análisis. De hecho, el 22 de enero (Fig. 5.9d) es la primera vez que la región del RA con más de 100  $Kgm/s$  alcanza hasta la zona norte de Chile, a pesar de que el día anterior ya se observaba la llegada de humedad desde latitudes subtropicales. Guan y Waliser (2015) no consideraron que era necesario la presencia de una estructura frontal, por lo que, bajo esta consideración, esta estructura cumple con todas las características necesarias para ser clasificado como un río atmosférico. En ese sentido, es importante recalcar que independiente de que dicho sistema alcance la definición y la categoría oficial de RA, la sola presencia de transporte de humedad en las cercanías de uno de los desiertos más secos del mundo debe ser considerado como un aspecto relevante en el desarrollo de potenciales precipitaciones.

Consideremos ahora el transporte de IVT presente en la región CDA. En términos climáticos, el promedio de IVT en dicha zona es cercano a cero durante gran parte del verano, tal como se aprecia en la Fig. 5.10a. El clásico flujo del sur a lo largo de la costa debido al borde anticiclónico de la alta subtropical mantiene, de forma casi permanente, un flujo medio desde el sur en la capa límite marina que transporta humedad hacia el norte sin una mayor componente zonal. En particular, durante enero de 2020, se alcanzan valores ligeramente por sobre la media (cerca de 10  $Kgm/s$ ) durante el periodo lluvioso, un indicador de un pequeño, pero presente flujo del oeste costa afuera de Atacama. Sin embargo, la mayor parte del transporte ocurre en dirección meridional. En general, dicho transporte promedia valores cercanos a 40  $Kgm/s$ , es decir, un flujo principalmente sur a norte durante casi todo el verano (Fig. 5.10a). Sin embargo, los valores observados a partir del 16 de enero de 2020 no solo se alejan de la media climática, si no que se vuelven negativos y bajo el percentil 10 de distribución, un indicativo de la extrema rareza de registrar dicho transporte, pero también de un cambio en la dirección. De hecho, se alcanza un máximo de transporte norte a sur el 18 de enero con 81  $Kgm/s$  y, durante el periodo lluvioso, los días 23 y 24 de enero con 93  $Kgm/s$ . Estos valores diarios, de hecho, corresponden al tercer y segundo valor medio diario más alto alguna vez medido entre 1979 y 2019 en la región CDA. Debido a que la curva de percentil 10 se encuentra muy

cerca de cero gran parte del verano, se puede concluir con facilidad que al menos un 10% de los días de verano (~378 días) presenta un transporte de IVT del norte, aunque sea débil (cercano a cero) y en una cantidad menor de casos (~30 días) se registra un IVT meridional  $< -50 \text{ Kg/m/s}$ .

Para un análisis más detallado de la estructura vertical y temporal en el centro del RA observado costas afuera de Atacama, la Fig. 5.11a muestra la evolución diaria de la razón de mezcla, el viento horizontal y la componente meridional del viento, para el promedio de una caja alrededor de  $20^{\circ}\text{S}$  y  $74^{\circ}\text{W}$  (ver localización en el cuadro negro de la Fig. 5.8d). Notar la clara presencia de una capa límite marina húmeda entre 1000 y 900 hPa entre el 9 y el 18 de enero (es decir, el periodo seco) con un marcado viento sur de hasta 6 m/s y razón de mezcla alrededor de los 10 g/Kg. Dicho viento sur comienza a debilitarse a medida que pasan los días, al mismo tiempo que la marcada componente sur comienza a cambiar hacia una componente del suroeste, particularmente entre los días 17 y 18 de enero. Al mismo tiempo, la razón de mezcla se incrementa en cerca de 3 g/Kg entre el 9 y el 18 de enero, especialmente cerca de la superficie. El debilitamiento del viento sur en la capa límite marina provoca que el transporte de vapor horizontal se vuelva más débil con el pasar de los días (Fig. 5.11b). Ahora bien, comienzan a aparecer los primeros signos de viento norte (Fig. 5.11a) sobre la capa límite ( $>950 \text{ hPa}$ ) a partir del 17 de enero, provocando un transporte de humedad hacia el sur, aunque débil en magnitud ( $< 50 \text{ g/Kg /m/s}$ , Fig. 5.11b). Sin embargo, este parece ser parte los primeros signos asociados a la formación de la baja presión de niveles bajos, que comienza a intensificarse a partir del 18 de enero alrededor de 900 hPa y alcanza su máxima magnitud el 22 de enero, entre 800 y 900 hPa (Fig. 5.11b) con un transporte horizontal de vapor de hasta  $150 \text{ g/Kg /m/s}$ . Asociado a dicho transporte, un marcado viento norte de hasta 6 m/s se aprecia justo sobre la capa límite marina; asociado a éste también se presenta un nuevo incremento en la razón de mezcla (Fig. 5.11). Los vientos del norte, de hecho, prácticamente se introducen en la capa límite marina hasta muy cerca de la superficie, perturbando casi toda la tropósfera baja. En la figura 5.11b, notar cómo los vectores de viento son prácticamente del oeste a partir del 22 y hasta el 25 de enero, perdiendo buena parte de la componente sur clásica de esta región. En ese sentido, el máximo de transporte de vapor observado a alrededor de 850 hPa también perturba los niveles más bajos de la tropósfera, adveccionando la humedad hacia el este en casi toda la columna atmosférica entre 790 y 1000 hPa (es decir, hacia el Desierto de Atacama). No es descabellado pensar que los valores más altos de razón de mezcla (que alcanzan un máximo entre el 21 y 22 de enero cerca de la superficie), sumados a la advección de humedad a través del RA desde la costa peruana, producen una humidificación completa de la tropósfera baja, en gran medida producto de la circulación sinóptica asociada a la baja presión de la tropósfera baja descrita anteriormente, pero también asociada al incremento de TSM (Fig. 5.5b), que se encontraba sobre la media climatológica de la época.

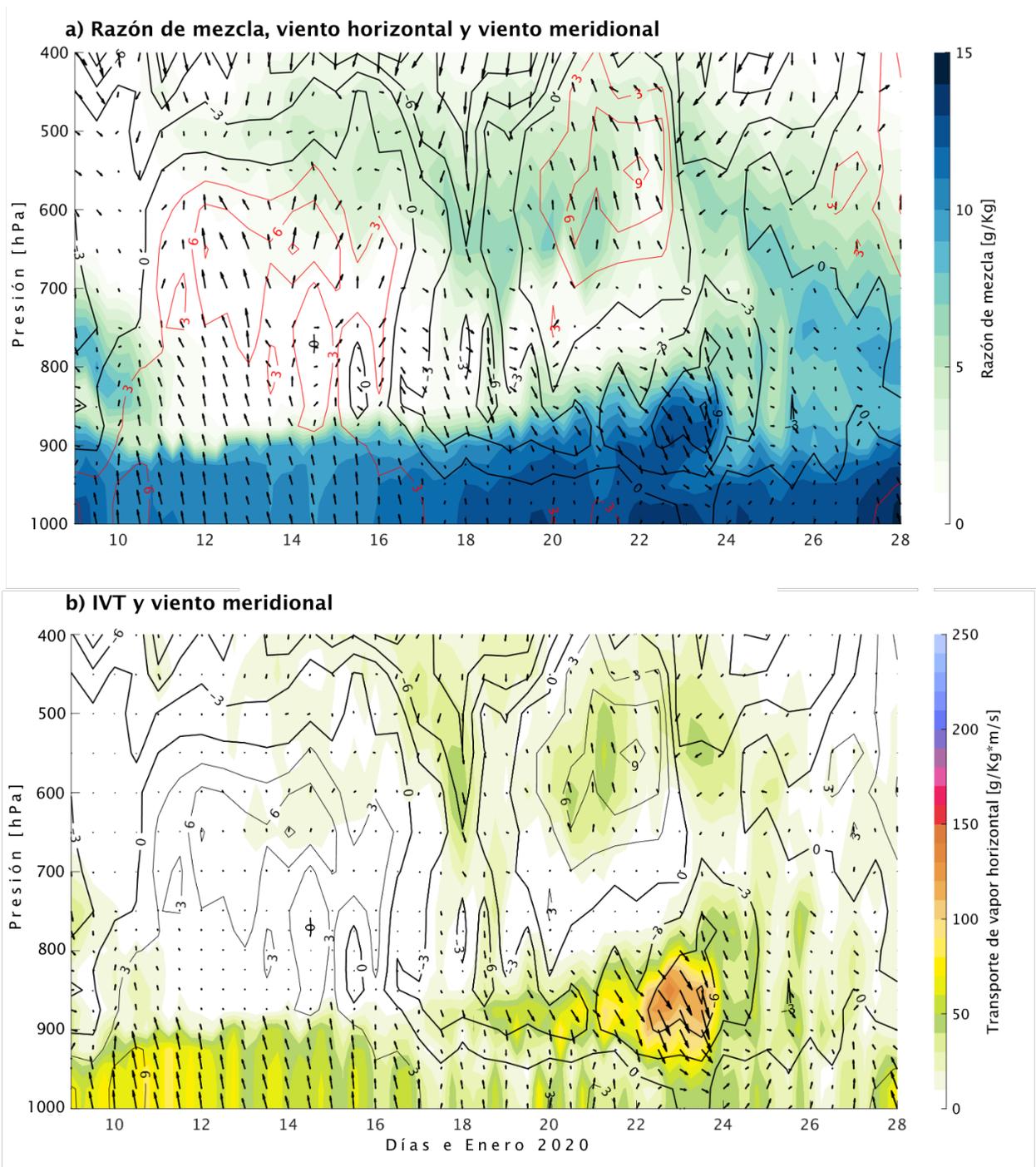


Figura 5.11: Evolución de las siguientes variables cada 12 h entre 1000 hPa y 400 hPa en un punto a 20°S y 74°W (ver cuadro en Fig. 5.9d): (a) razón de mezcla (colores, en g/Kg), viento meridional (contornos negros y rojos, en m/s) y viento horizontal total (vectores) y (b) flujo horizontal de vapor de agua (en colores y vectores, en  $g/Kg\ m/s$ ) y viento meridional (contornos negros, en m/s) desde ERA5.

## Capítulo 6

### Circulación local

Los capítulos previos han puesto en escena la advección de humedad a lo largo de la costa occidental de Sudamérica, gracias a la formación de un sistema de baja presión en la tropósfera baja y anomalías positivas de TSM. El exceso de humedad advechado por el RA, coincide en plenitud con el evento de precipitación extrema registrado entre el 19 y 28 de enero a lo largo del Desierto de Atacama, descrito detalladamente en el capítulo 4. De esta forma, este capítulo pretende describir los mecanismos locales que permitieron, por un lado, el ingreso de la humedad hacia las pampas, la precordillera y el altiplano, así como también determinar cómo se formaron las tormentas los días de mayor precipitación.

La condición seca prevalente sobre el desierto de Atacama está controlada por varios factores que conducen a la falta de humedad y que inhiben la inestabilidad. Una de las características más importantes es la presencia de una fuerte subsidencia, debido tanto a la presencia del anticiclón semipermanente del Pacífico sureste (Rodwell y Hoskins, 2001) como a la convección sobre la cuenca del Altiplano, lo que potencia la subsidencia sobre el desierto durante las tardes de verano (Rutllant et al., 2003). Esta subsidencia también está vinculada a una intensa inversión térmica, que produce condiciones muy secas a 1 km sobre el nivel del mar, en contraste con una capa límite marina bien mezclada frente a la costa del desierto de Atacama. Esto es posible de observar en perfiles verticales en los sondeos de las 12 UTC del sondeo en el aeropuerto de Antofagasta (23.5°S) durante la mayor parte de los días del período seco (9 al 18 de enero, curvas cafés en Fig. 6.1a). Durante esos días, la temperatura decrece con la altura a una tasa de 10°C/Km, un indicativo de una CLM neutra, hasta alcanzar un mínimo entre 900 y 850 hPa dependiendo del día. La razón de mezcla, durante los días del periodo seco, se incrementa desde valores que rondan los 2 g/Kg en superficie, hasta cerca de 10 g/Kg en la región del mínimo de temperatura (es decir, el tope de la CLM, Fig. 6.1b) con valores de humedad relativa que alcanzan el 100%. Sobre esta región, se aprecia un marcado incremento de la temperatura, debido a la presencia de la subsidencia durante todos los días del periodo seco en la capa entre 920-800 hPa (Fig. 6.1a), acompañada de una notoria disminución de la razón de mezcla hasta alrededor de 1-4 g/Kg (Fig. 6.1b).

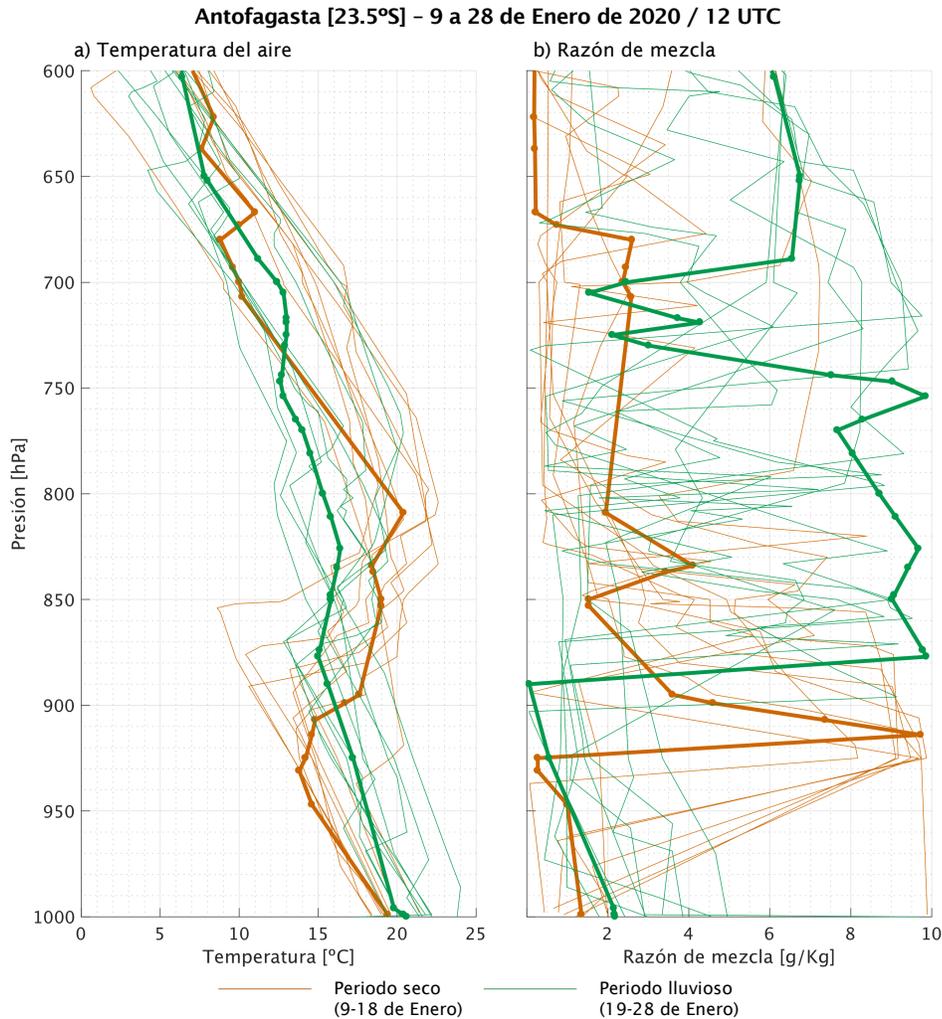


Figura 6.1: Perfil vertical de la temperatura del aire (a) y la razón de mezcla (b), medido a las 12 UTC en el periodo seco (9-18 de enero de 2020, líneas cafés) y el periodo lluvioso (19-28 de enero de 2020, líneas verdes). Las curvas gruesas representan el día más seco (10 de enero) y el día más lluvioso (22 de enero). Datos del sonda de Antofagasta (23.5°S).

El perfil vertical de uno de los días más secos del periodo de análisis, correspondiente al 10 de enero de 2020, muestra cómo a pesar de un máximo de razón de mezcla cercano a 10 g/Kg alrededor de 920 hPa (Fig. 6.1a), gran parte de la capa límite y la tropósfera límite presenta valores muy bajos de humedad, cercanos a 1 g/Kg sobre los 700 hPa. Un corte transversal realizado entre 18-20°S utilizando los datos del reanálisis ERA5 (Fig. 6.2a), muestra la gran región seca sobre el Desierto de Atacama, extendida desde aproximadamente 69.5°W hacia el oeste y con un mínimo de humedad relativa cercano a 0% entre 600-700 hPa, concordando con los datos del radiosonda. Al mismo tiempo, se aprecian valores positivos de velocidad vertical desde la costa hacia mar adentro (es decir, subsidencia, ver Fig. 6.2a), acompañados además de un flujo sur marcado desde 750 hPa hasta la superficie, tal como se puede apreciar en el corte

transversal de la Fig. 6.3a utilizando el reanálisis. Sobre el desierto de Atacama, desde la costa y hasta el Altiplano, se presenta un viento zonal mayormente positivo, alcanzando magnitudes promedio de alrededor de 3-4 m/s y parte del clásico flujo del oeste en el horario de la tarde.

¿Qué cambia durante los días del periodo lluvioso? Lo primero que se aprecia en los perfiles del sonda en Antofagasta es un incremento en la temperatura de la capa bajo los 900 hPa (Fig. 6.1a). En general, se observa un aumento entre 3 y 4°C en casi toda la capa. Al mismo tiempo, el perfil de razón de mezcla (Fig. 6.1b) denota valores mayores muy cerca de la superficie, oscilando entre 3 y 10 g/Kg aunque rápidamente disminuyendo hasta un mínimo (menor a 3 g/Kg) alrededor de 900 hPa. También, el perfil vertical muestra un notorio debilitamiento de la inversión térmica de subsidencia. De hecho, en esa región (900-700 hPa) la temperatura del aire es más baja durante el periodo húmedo que en el periodo seco. La razón de mezcla se vuelve muy significativa y incrementa a valores que oscilan entre 6 y 10 g/Kg, durante el periodo húmedo, en toda la tropósfera libre, particularmente en la clásica región de subsidencia (900-700 hPa). El origen de la zona muy húmeda observada en el sondeo de Antofagasta está íntimamente ligado a un importante flujo del norte observado en la misma capa durante los días del periodo lluvioso (Fig. 6.4a). Si nos enfocamos en el 22 de enero, uno de los días más lluviosos del registro, prácticamente todo el perfil vertical entre superficie y 700 hPa muestra una clara componente norte del viento, con un máximo de hasta 10 m/s en 800 hPa. Recordemos nuevamente que es justo en este nivel y sus alrededores en donde la baja presión se apreciaba marcada y definida en los campos de ERA5 (ver Fig. 5.3), produciendo un flujo del norte a lo largo de toda la costa del norte de Chile. De esta forma, el sonda de Antofagasta no solo confirma el marcado viento norte, sino que también muestra que dicho flujo transporta grandes cantidades de humedad (Fig. 6.3b) en la misma zona en donde el viento norte está alcanzando una máxima intensidad (Fig. 6.3a), así como también la razón de mezcla (Fig. 6.1b). Durante el 22 de enero, el máximo de flujo horizontal alcanza hasta  $\sim 90 \text{ g/Kg m/s}$ , coincidiendo también que los valores observados en ERA5 en la región CDA (ver Fig. 5.11b). Esto contrasta notoriamente con cualquier día en el Desierto de Atacama (por ejemplo, el 10 de enero, uno de los días en donde prácticamente no hubo lluvias ni siquiera en el Altiplano, ver Fig. 1.2b) cuando la baja razón de mezcla (Fig. 6.1b) y el débil flujo de viento en la capa de subsidencia (cerca a 0 m/s, Fig. 6.3a) conspiran para producir un flujo horizontal de vapor de agua prácticamente nulo, solo con un marcado peak en el tope de la CLM ( $\sim 900 \text{ hPa}$ ). Los datos del sondeo confirman el enorme transporte de humedad observado principalmente sobre la CLM en Antofagasta ( $22^\circ\text{S}$ ), asociados a un intenso flujo de humedad desde el norte y un debilitamiento de la subsidencia, lo que podría ser la causa del enfriamiento de dicha capa de la tropósfera.

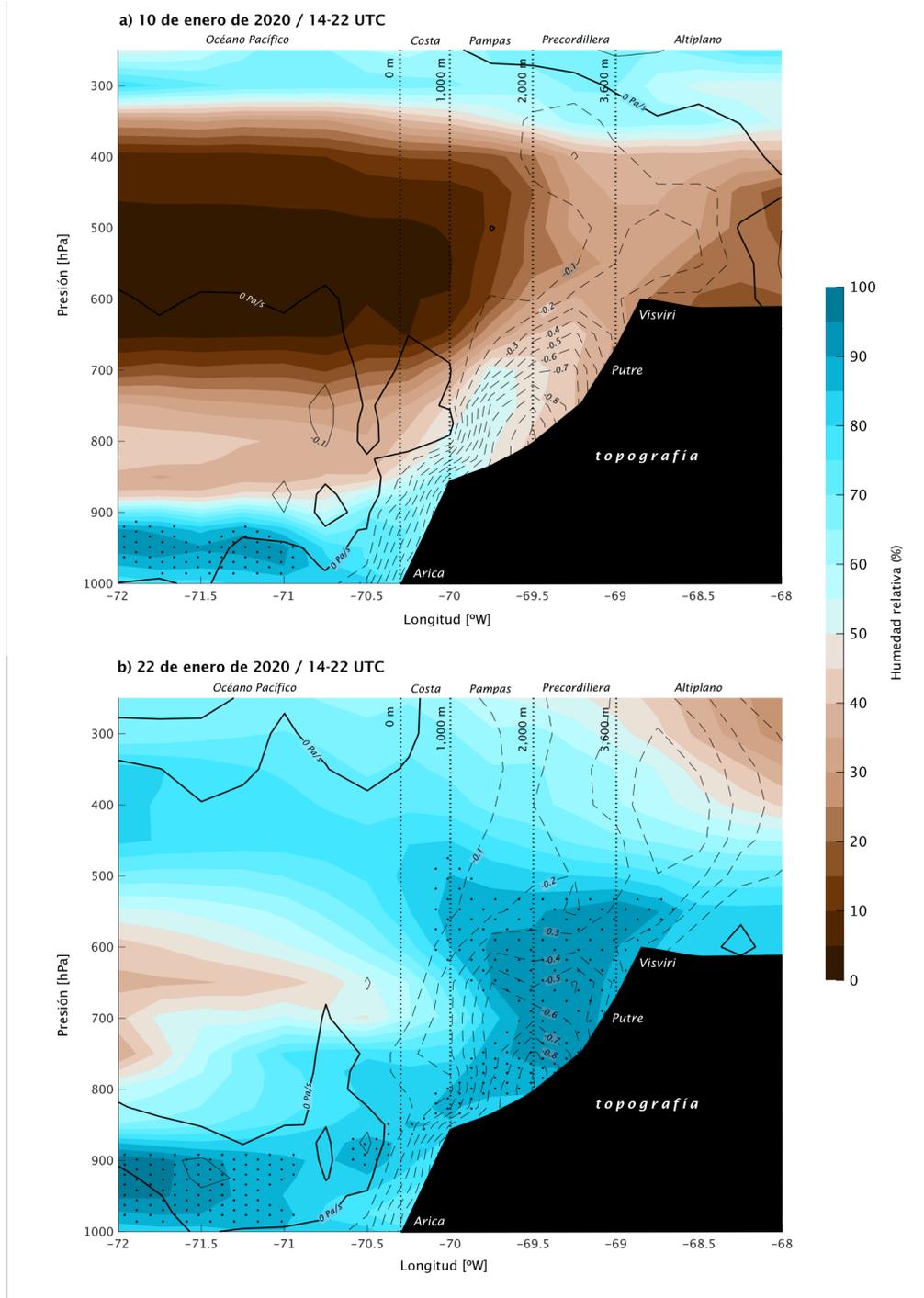


Figura 6.2: Corte transversal/vertical para una caja ubicada entre 18°S-22°S, para el periodo vespertino (14-22 UTC) de las siguientes variables: humedad relativa (colores sombreados; cada 5%) y velocidad vertical (líneas negras; cada 0,1 Pa/s), para el 10 de enero (a) y 22 de enero (b). Los puntos negros representan áreas donde la HR es superior al 85% (posible nubosidad). Nótese que se incluye la topografía del reanálisis (polígono negro) y las líneas verticales discontinuas negras indican las principales áreas geográficas (costa, pampas, precordillera y altiplano).

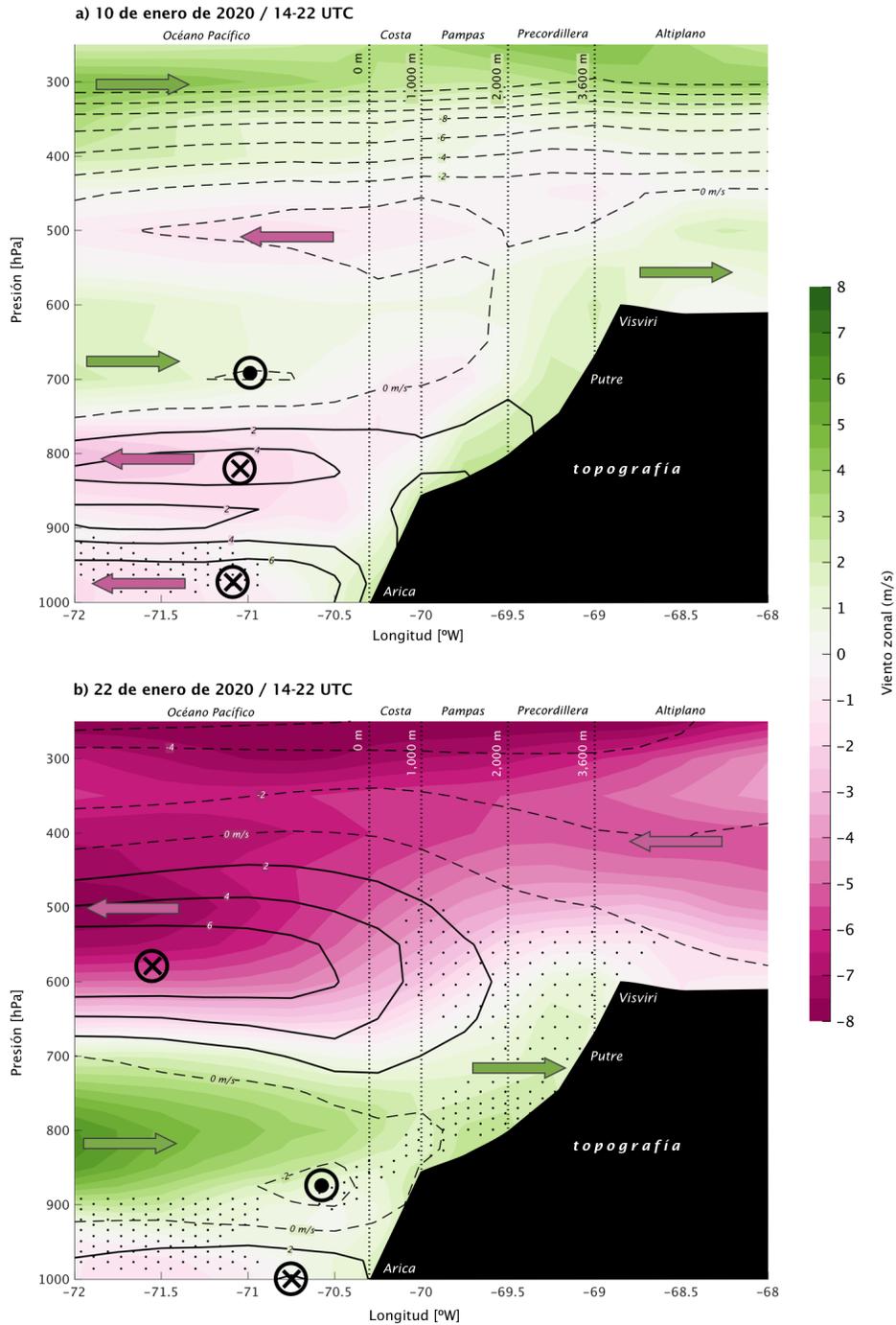


Figura 6.3: Igual que en Fig. 6.2, pero para el viento zonal (colores) y viento meridional (líneas negras).

El perfil longitudinal de humedad relativa de acuerdo a ERA5 sobre el desierto de Atacama para el 22 de enero (Fig. 6.2b) muestra un gran cambio respecto al 10 de enero (Fig. 6.2a). Primero, la enorme capa seca entre 800 y 400 hPa se ve completamente disminuida y desplazada mar adentro. Justo costa afuera de Arica se presenta un máximo

de humedad relativa alrededor de 900 y 800 hPa, que coincide con la zona de advección de humedad previamente descrita. Ahora bien, se observa una estructura de abundante humedad ( $HR > 80\%$ , Fig. 6.2b) desde la costa hacia la precordillera, elevándose a lo largo de la abrupta topografía y alcanzando inclusive hasta el Altiplano. Dicha región, además, coincide con la zona de mayor ascenso (Fig. 6.2b), que se extiende desde  $\sim 800$  hPa hacia niveles más altos, pero con un claro máximo en los niveles más cercanos a la superficie. La zona de abundante humedad puede ser vista, también, como un área de potencial desarrollo nuboso, lo que indicaría que estas nubes se están formando sobre el desierto de Atacama, tanto en pampas y precordillera y extendiéndose verticalmente, así como también alcanzando por el este hasta el borde occidental del Altiplano.

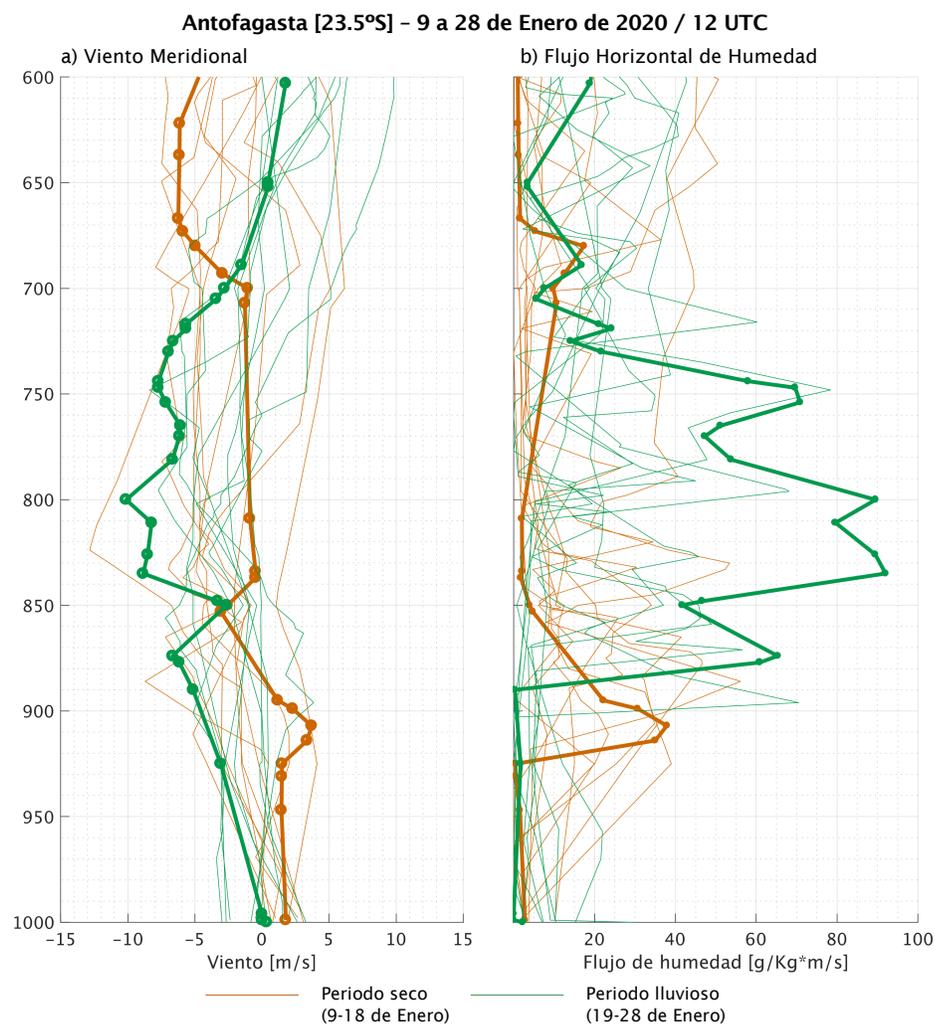


Figura 6.4: Igual que en Fig. 6.1, pero para el viento meridional (a) y el flujo horizontal de humedad (b).

La localización de Antofagasta, en la parte sur de la zona de estudio, puede no ser del todo representativa de la zona que registró las mayores precipitaciones. En ese sentido,

la utilización de estaciones en superficie es de gran ayuda para analizar las condiciones meteorológicas asociadas a los periodos lluviosos y secos de enero de 2020. En particular, consideraremos los datos de temperatura, viento en superficie, razón de mezcla y precipitación observadas en Putre (precordillera) y Visviri (Altiplano).

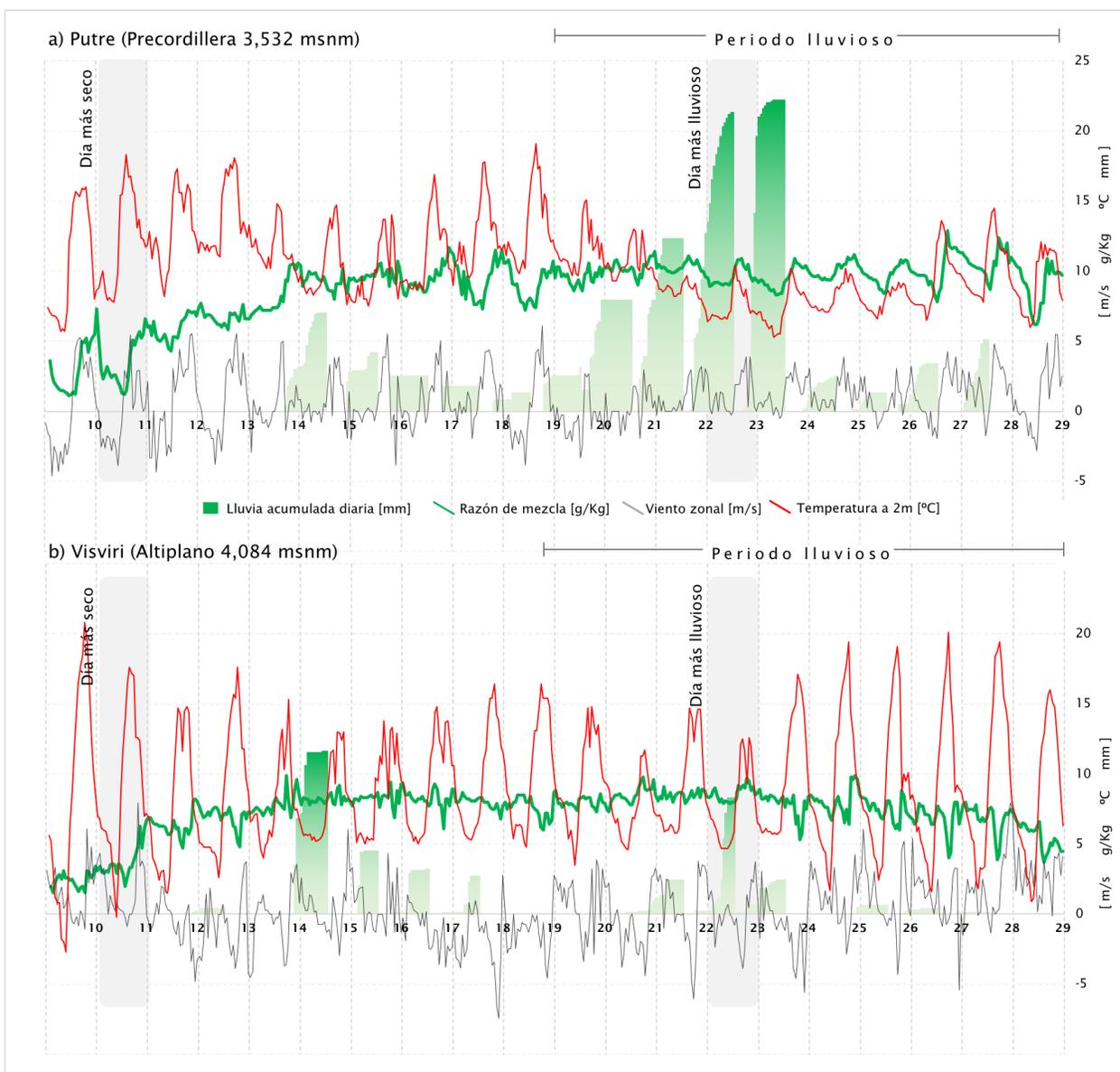


Figura 6.5: Serie de tiempo horaria de la temperatura del aire a 2 m (línea roja), viento zonal a 10 m (línea gris), razón de mezcla (línea verde) y precipitación totalizada diaria (12 a 12 UTC, barra verde) entre el 9 y 28 de enero de 2020 para Putre (a) y Visviri (b). Datos DMC.

Las series de tiempo horarias del viento zonal, tanto en Putre (Fig. 6.5a) como en Visviri (Fig. 6.5b) muestran un marcado ciclo diurno entre el 9 y el 18 de enero (el periodo

seco), con vientos del oeste durante la tarde y del este en la mañana, en concordancia con el patrón de circulación observado por Rutllant et al. (2003) y coincidiendo con el perfil vertical obtenido de ERA5 (Fig. 6.3a). Al mismo tiempo, ambas estaciones registran una marcada amplitud térmica diaria, superior a  $7^{\circ}\text{C}$ , asociado principalmente al calentamiento radiativo efectivo debido a la ausencia de nubosidad. Durante estos días, tanto en la precordillera como el Altiplano no se registraron precipitaciones y los valores de razón de mezcla fueron bastante bajos, inferiores a  $6\text{ g/Kg}$ . Ahora bien, a partir del 10 de enero, Visviri muestra un marcado salto en la razón de mezcla hasta bordear los  $9\text{ g/Kg}$ . Este salto es un tanto más tardío en Putre, alcanzándose valores cercanos a  $10\text{ g/Kg}$  desde el día 13 de enero. En ambas estaciones, se comienzan a registrar precipitaciones, lo que coincide con la generación de inestabilidad convectiva en la capa límite descrita por Garreaud (1999) en Visviri, con un umbral mínimo necesario de alrededor de  $8\text{ g/Kg}$ . Por supuesto, la presencia de humedad en superficie es una condición necesaria y no del todo suficiente para la generación de precipitación en la zona, donde juegan un papel muy relevante la topografía y las oscilaciones térmicas en la generación de tormentas convectivas. La amplitud térmica se reduce en Visviri ante la presencia de nubes y precipitación, que alcanza un máximo diario cercano a  $12\text{ mm}$  el 13 de enero en dicha estación. En Putre también se registran las primeras lluvias a partir del 13 de enero, acompañado del clásico ciclo diurno diario del viento zonal y oscilaciones térmicas diarias cercanas a  $5^{\circ}\text{C}$ , hasta el 18 de enero. Dichas precipitaciones son, en general, bastante escasas, no registrando más de  $7\text{ mm/día}$  (Fig. 6.5a).

Sin embargo, a partir del 19 de enero, se observa un cambio en el comportamiento de las variables meteorológicas respecto al periodo seco. Mientras la razón de mezcla se mantiene muy alta y bordeando los  $10\text{ g/Kg}$  entre el 19 y 28 de enero (Fig. 6.5a), se aprecia un decaimiento del ciclo diurno del viento zonal, al punto que desaparece por completo la componente del este. Es decir, un flujo de viento del oeste (desde el Desierto) predomina día y noche sobre Putre. Notar, en las series de tiempo, cómo los máximos diarios de razón de mezcla se alcanzan al mismo tiempo que se aprecia un máximo del viento zonal positivo. Esto nos da un claro indicio que la humectación en el área precordillerana está ocurriendo con una clara componente oeste del viento, es decir, con aire fluyendo ladera arriba desde el desierto de Atacama. Al mismo tiempo, se aprecia un enfriamiento de casi  $7^{\circ}\text{C}$  en la temperatura diaria respecto al periodo seco, muy probablemente asociado al exceso de nubes en la zona y los procesos de condensación.

Se debe recordar que un flujo constante del oeste debería ser, en términos climatológicos, un flujo que seque la capa límite de la precordillera y/o el Altiplano, debido a que la región de origen de dichas parcelas de aire es la clásica región de subsidencia y aire seco sobre Atacama tal como lo han mostrado trabajos anteriores (por ejemplo, Garreaud et al., 2003) y como se aprecia en el ejemplo del 10 de enero en la Fig. 3.2a. Sin embargo, durante el periodo lluvioso observado en enero de 2020, la región de inversión térmica y aire seco costas afuera de Atacama fue debilitada producto de la advección de

humedad desde la costa peruana y la presencia de una baja presión de bajo nivel, lo que la vuelve una región de origen de parcelas de aire húmedas (Fig. 3.2b). En ese sentido, la razón de mezcla se mantuvo alta en Putre durante todo el periodo lluvioso a pesar del constante flujo del oeste, lo que indica un efectivo proceso de humidificación. El perfil vertical desde el reanálisis muestra un marcado flujo del norte y principalmente oeste, ingresando continente adentro (Fig. 6.3b) en la capa entre 900 y 700 hPa, coincidiendo con el aumento de la humedad relativa (Fig. 6.2b) en la misma zona. Parecer ser que este flujo de gran escala y sinóptico, al ingresar continente adentro, fuerza un ascenso por topografía hasta la precordillera y el borde occidental del Altiplano.

Durante el periodo lluvioso, Visviri (Fig. 6.5a) sigue manteniendo altos niveles de oscilación térmica diaria y viento zonal, indicativo de que el fenómeno que ocurre en la precordillera no alcanza a la estación en cuestión, a pesar de que la distancia que las separa es de apenas 70 Km. De hecho, los montos diarios de precipitación en Visviri (tal como fueron descrito en el capítulo 4) no son para nada especiales y, a partir del 23 de enero, la oscilación térmica diaria se incrementa ante la ausencia muy marcada de nubosidad en la zona.

Previamente habíamos mencionado que tanto el 21 como el 22 de enero fueron jornadas particularmente lluviosas a lo largo de la costa, pampas y precordillera. En ese sentido, un análisis detallado de la convección y la nubosidad es menester para descubrir el origen de la precipitación. El 21 de enero, la imagen visible del GOES-16 a las 15:00 UTC muestra cielos mayormente despejados tanto costa afuera del Desierto de Atacama, como en los sectores de pampas (Fig. 6.6a). Sin embargo, se aprecia una marcada línea de nubosidad entre el sur de Perú y 22°S ubicada justo en la separación geográfica entre las pampas y el altiplano (2,000 a 3,600 m.s.n.m.), es decir en la precordillera. Tal como se indica en la figura 6.6a, estas nubes están asociadas principalmente a nubosidad estratiforme a dicha hora (i.e., estratocúmulos). En el Altiplano, donde la convección tiende a tomar lugar de forma intensa en el verano, se aprecian algunas regiones con nubes cúmulos menos desarrolladas que la contraparte en la precordillera. A las 18:00 UTC (Fig. 6.4b), la línea de nubes de la precordillera se muestra aún más brillante en el canal visible, con cúmulos más desarrollados y expandiéndose tanto hacia la costa, como ladera arriba hacia el Altiplano. Una hora antes, la imagen infrarroja (Fig. 6.6c) da indicios claros de que los topes nubosos se concentran en áreas circulares pequeñas, es decir, tormentas cumulonimbos de topes nubosos cercanos a -70°C en al menos cuatro grandes tormentas entre 18 y 20°S, localizadas en la precordillera. Una de ellas, ubicada en la precordillera de Iquique en la figura 6.6c, provocó la precipitación récord descrita anteriormente en la localidad de Mamiña, totalizando 39.9 mm en 24 horas. De esta forma, la línea de nubosidad estratiforme posee de forma aislada y en ciertos sectores nubes cumulonimbos bien desarrolladas.

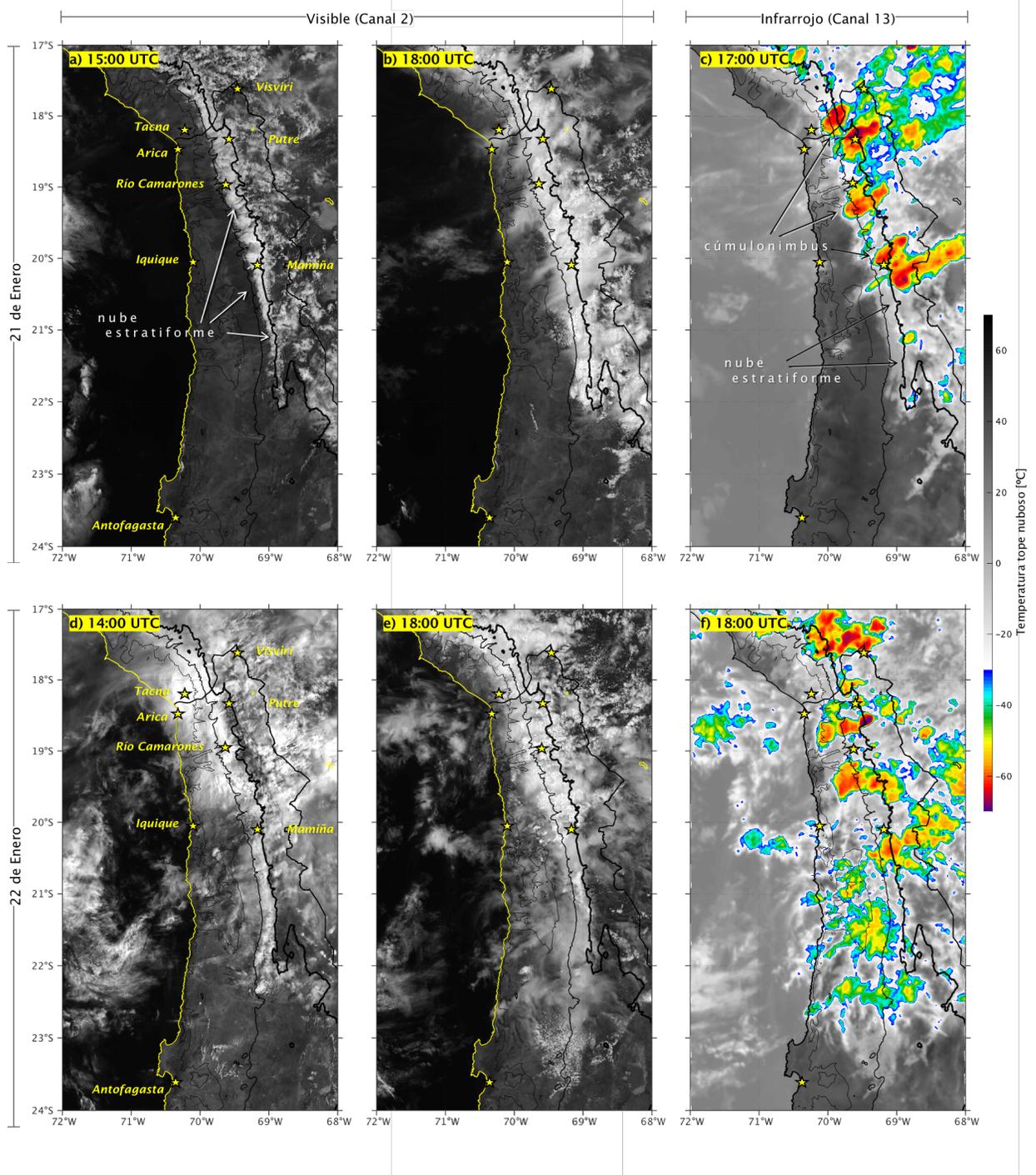


Figura 6.6: Imágenes de satélite del GOES-16 en diferentes horarios (ver leyenda) en canal visible (panel izquierdo y central), e infrarrojo (panel derecho), para el 21 (panel superior) y 22 de enero (panel inferior). Fueron agregadas las diferentes cotas de altura que separan a las principales áreas geográficas, utilizando los datos de terreno de ETOPO1.

Durante el 22 de enero, todavía se puede apreciar nuevamente la estructura nubosa marcada a las 14:00 UTC (Fig. 6.6d) a lo largo del sur de Perú y hasta 22.5°S. Notar que

hacia las 18:00 UTC (Fig. 6.6e), las nubes se expanden aún más hacia la costa que respecto al día anterior. Así se aprecia también en el canal infrarrojo (Fig. 6.6f), en donde los cumulonimbos con topes nubosos más fríos se han formado en la precordillera del norte de Chile y también en el sector de las pampas. Recordemos que el 22 de enero fue particularmente lluvioso en Putre, pero también en los sectores costeros y de pampas.

Existe una alta probabilidad de que el ascenso forzado por la topografía sea un aspecto clave en el desarrollo de precipitación extrema en la vertiente occidental de los Andes subtropicales. El fuerte flujo del Oeste de bajo nivel, acompañado de mayores niveles de humedad que lo normal para la zona con un transporte horizontal muy significativo, configuraron el combustible necesario para la formación de esta línea recta de nubes de norte a sur a lo largo de la precordillera tanto el 21 como el 22 de enero.

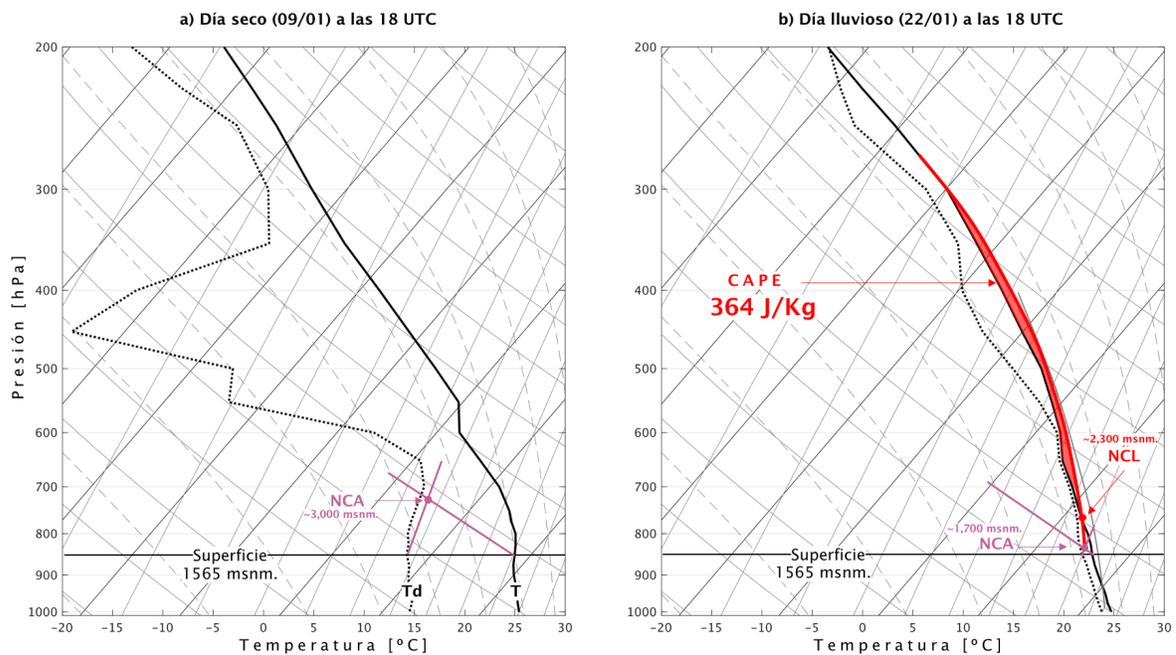


Figura 6.7: Diagrama Skew-T log P de la temperatura del aire (línea negra continua) y temperatura de rocío (línea negra discontinua) desde el reanálisis ERA5 sobre el punto de ubicación de Río Camarones en Chilpe [-19°S, -69.5°W] para el día seco (09/01/2020, panel a) y el día lluvioso (22/01/2020, panel b), ambos a las 18 UTC. Se graficó, en una línea negra recta continua horizontal, el nivel que representa la altura de Río Camarones en Chilpe (1,565 msnm.), la altura del nivel de condensación por ascenso (NCA, punto magenta), la altura del nivel de condensación libre (NCL, punto rojo) y el área de CAPE (área roja).

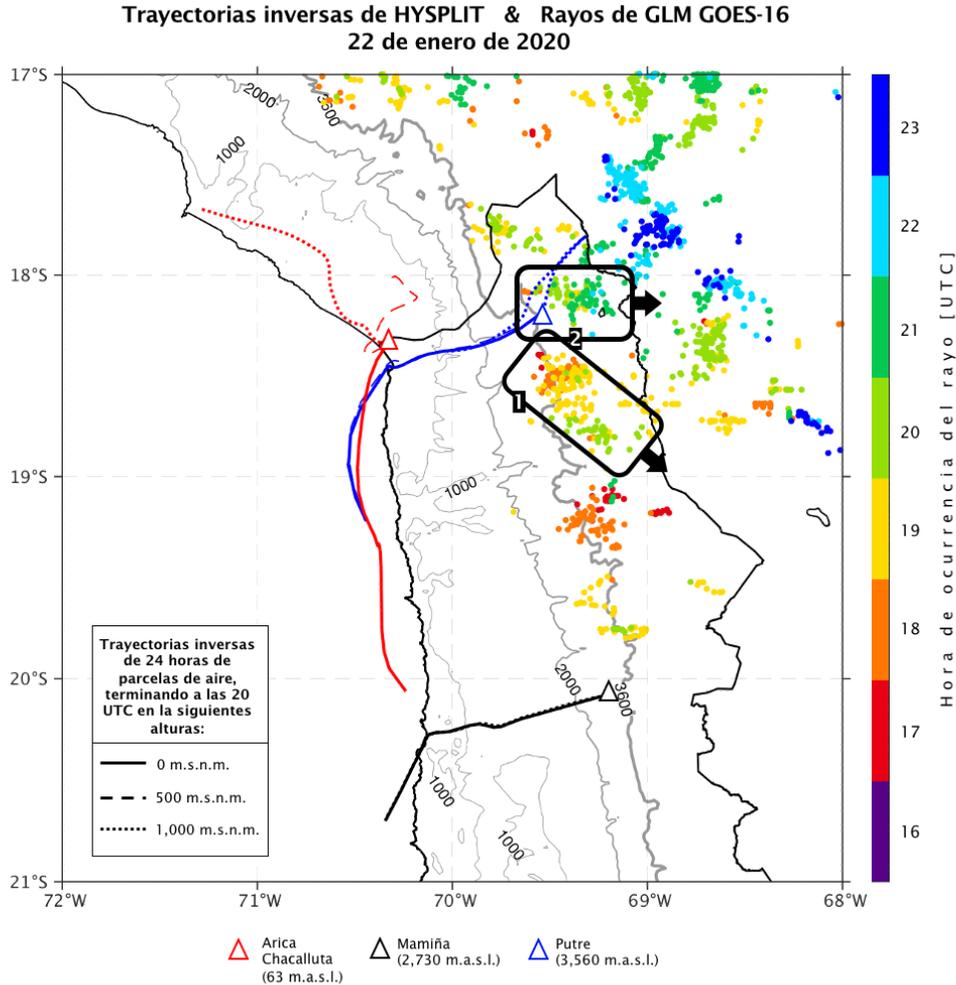


Figura 6.8: Trayectorias inversas de 24 horas para parcelas de aire utilizando el modelo HYSPLIT con GFS. Dichas trayectorias comienzan a las 20 UTC del 21 de enero y finalizan a las 20 UTC del 22 de enero en Arica (triángulo rojo), Mamiña (triángulo negro) y Putre (triángulo azul). Las trayectorias se trazan en colores, según la ubicación del punto de llegada. La altura sobre el nivel del suelo donde llegan las parcelas de aire se indica con líneas de puntos para 1,000 m.s.n.m., línea segmentada para 500 m.s.n.m. y línea continua para 0 m.s.n.m. En círculos de colores, ubicación de la actividad del rayo identificada por GOES-16 GLM, coloreada según la hora de ocurrencia. Las flechas negras representan la trayectoria estimada de dos grupos de tormentas.

Un análisis de los perfiles verticales de temperatura y temperatura de rocío, utilizando los datos del reanálisis ERA5 sobre el punto de localización de Río Camarones en Chilpe (ver Fig. 6.7) muestra que durante un día seco clásico (el 9 de enero de 2020), a las 18 UTC, altos niveles de estabilidad atmosférica cerca de la superficie y una capa de aire muy seca en los niveles más altos (entre 700 y 400 hPa, Fig. 6.7a). Al mismo tiempo, se aprecia una capa límite bastante seca (notar la distancia entre la temperatura del aire y de rocío). En caso de que el empuje mecánico por el viento del oeste sea lo suficientemente

fuerte como para desplazar las parcelas de aire ladera arriba, es muy probable que la base de la nubosidad forzada por la topografía se observe desde alrededor de los 3,000 msnm. En cambio, durante uno de los días más lluviosos (el 22 de enero de 2020, Fig. 6.7b), se producen al menos dos situaciones remarcables. La capa más cercana a la superficie se humedece bastante en comparación al día seco, lo que provoca que el nivel de condensación por ascenso esté muy cerca de la superficie. El empuje del viento del oeste, entonces, rápidamente podría gatillar nubosidad en la Pampa. Es más, cerca de los 2,300 msnm. (en plena Precordillera), se alcanza el nivel de condensación libre, un claro indicador de que se podrían gatillar tormentas convectivas en caso de que el empuje mecánico sea lo suficientemente intenso como para inestabilizar las parcelas de aire. Durante esa jornada, ERA5 estima un CAPE de alrededor de 364 J/Kg sobre Río Camarones, jornada en la cual dicha estación meteorológica registró precipitaciones de hasta 18.4 mm, la más alta en el registro histórico de dicha localidad (ver sección 4.1). En ese sentido, parece evidente que es el flujo del oeste de escala sinóptico, en concomitancia con la humedad cerca de la superficie, la principal fuente gatillante de tormentas en las pampas y precordillera al desplazar las parcelas de aire cordillera arriba y desencadenar la inestabilidad.

Para confirmar esta hipótesis, se realizó un análisis de las trayectorias inversas de parcelas de aire, utilizando el modelo HYSPLIT (ver sección 2.3) para el 22 de enero. El resultado indica que el flujo del oeste efectivamente lleva aire desde la costa hacia la precordillera y el Altiplano en los niveles bajos de la tropósfera. Por ejemplo, en Putre (triángulo azul en Fig. 6.8) las parcelas de aire que terminan en 0, 500 y 1000 m.s.n.m. (líneas azules en Fig. 6.8) son movidas desde el océano frente a la costa de Atacama. Durante la mayor parte de las trayectorias, las parcelas se encuentran a nivel de suelo, ascendiendo a los respectivos niveles mencionadas entre una y dos horas antes de finalizar la trayectoria. Notar cómo la parcela de aire que termina a 1.000 m.s.n.m. sobre Putre (línea azul punteada en la Fig. 6.8) alcanza a cruzar toda la precordillera, llegando al Altiplano en la frontera chileno-boliviana, para luego regresar a Putre. Una situación similar se aprecia en Mamiña (triángulo negro en la Fig. 6.8) donde las parcelas de aire que finalizan en los tres niveles realizan una trayectoria prácticamente idéntica. En el caso de Arica, las parcelas de aire que terminan en superficie a las 22 UTC del 22 de enero (0 m.s.n.m.) se transportan desde el sur, sin embargo, a 500 y 1.000 m.s.n.m. hay un componente del norte y noroeste, respectivamente, probablemente relacionado con la estructura atmosférica similar al río atmosférico descrito anteriormente. Una vez que las parcelas de aire comienzan a colisionar con la abrupta topografía, se desarrollan nubes y tormentas en la precordillera e incluso alcanzando el Altiplano, como sucedió al sur de Putre (recuadro con flecha negra # 1 en Fig. 6.8) donde la actividad de los rayos estimada por el sensor GLM del GOES-16 indica la presencia de un grupo de rayos que se mueven desde la precordillera a las 17 UTC (puntos rojos) hacia el sureste, llegando al Altiplano entre las 18 y las 19 UTC. Dicha tormenta duró alrededor de cuatro horas, con el último rayo detectado alrededor de las 20 UTC. Un segundo cúmulo de tormentas apareció al

norte de Putre a las 18 UTC con algunos destellos de relámpagos (flecha y recuadro negro # 2 en la Fig. 6.8), luego se movió hacia el este en dirección a la frontera chileno-boliviana, desapareciendo alrededor de las 22 UTC. El movimiento de la tormenta hacia el este concuerda con la trayectoria de la parcela de aire estimada por HYSPLIT, que muestra una intrusión de aire desde el Oeste hasta el Altiplano, pero también con las series temporales de vientos zonales observadas en Putre (Fig. 6.5a) y los perfiles verticales de ERA5 (Fig. 6.3b). Debe tenerse en cuenta que el calentamiento diurno de los Andes también produce una componente Oeste durante el período de la tarde. Sin embargo, las temperaturas máximas observadas principalmente en Putre (Fig. 6.5a) durante el día más lluvioso son varios grados menos que durante gran parte del periodo seco y en el Altiplano (Fig. 6.5a). Esto también concuerda con vientos zonales de menor magnitud. De esta manera, parece posible que el ciclo diurno todavía esté presente durante este episodio de precipitación, sin embargo, no es el factor prominente que produce un componente Oeste, sino que es causado por el flujo de escala sinóptica en la parte delantera de la baja presión en la tropósfera baja.

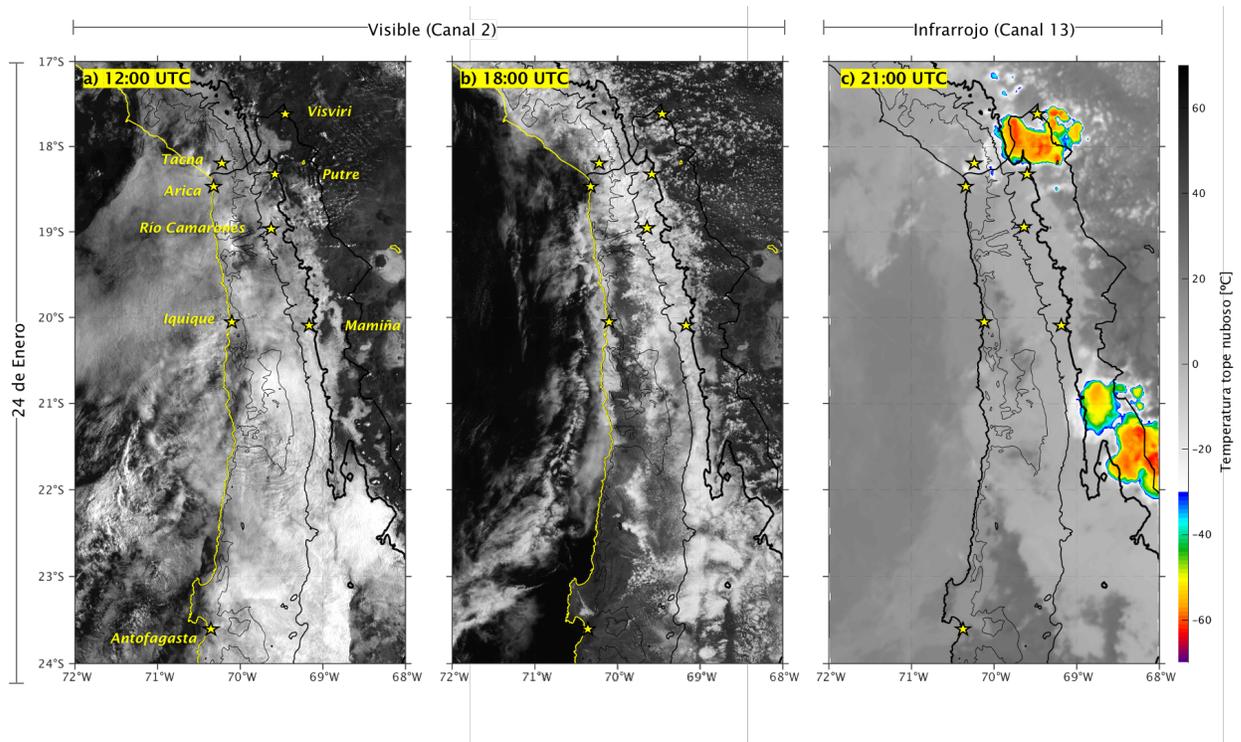


Figura 6.9: Igual que en Fig. 6.6, pero para el 24 de enero.

El 24 de enero fue otra jornada de abundantes lluvias, esta vez concentradas en los sectores costeros y tierras bajas (ver Fig. 3.2a), con máximos de precipitación observados en Cerro Blanco y Tacna, mientras que la precordillera y el Altiplano presentaron una de las jornadas menos lluviosas. El análisis satelital muestra, de forma sorprendente, gran cantidad de nubes a las 12:00 UTC (Fig. 6.9a) a lo largo de la costa, pero también en todo

el interior del desierto. Dichas nubes, tipo estratiforme, cubren desde el sur de Perú hasta más al sur del área de estudio, ubicadas mayormente bajo los 3,600 m.s.n.m. La evolución hacia las 18:00 UTC (Fig. 6.9b) muestra nuevamente la estructura nubosa de los días 21 y 22 a lo largo de la precordillera, extendida hasta 24°S y levemente más desplazada hacia las pampas, mientras el Altiplano presenta muy pocas nubes y prácticamente ausencia de convección profunda. Ahora bien, una situación extra apreciada durante esta jornada es la aparición de abundantes nubes a lo largo de la costa desde Arica (18°S) hasta aproximadamente 21°S. Las nubes abundan a lo largo de todo el desierto de Atacama y algunas se aprecian más desarrolladas (más brillantes y compactas) en las imágenes en el canal visible, indicador potencial de precipitación. En general todas estas nubes alcanzan un tope nuboso bastante cálido ( $>-20^{\circ}\text{C}$ ) durante gran parte el día. Tal como se aprecia en la Fig. 6.9c a las 21:00 UTC, la mayor parte de las nubes presentan un desarrollo vertical bastante bajo, exceptuando algunas ubicadas en el Altiplano. Esto explicaría en parte que la intensidad de la precipitación, durante esa jornada, fuera bastante menor respecto a días anteriores.

## Capítulo 7

### Discusión y Conclusiones

Este trabajo analizó un evento de precipitación ocurrido en el Desierto de Atacama, que afectó principalmente entre el sur de Perú y el Norte de Chile ( $18-22^{\circ}\text{S}$ ), entre el 19 y el 28 de enero de 2020. La precipitación alcanzó intensidades máximas de hasta 40 mm/día y con totales acumulados en el periodo completo que alcanzó hasta 116 mm, produciendo daños importantes en poblados y localidades del interior de la Región de Arica-Parinacota, Tarapacá, y Antofagasta. La evidencia proveniente desde las estaciones en superficie, así como también del reanálisis, sugiere que tanto las máximas intensidades como los acumulados más grandes se presentaron en el sector occidental de la precordillera, alrededor de los 3,600 m.s.n.m.

Este evento de lluvias se caracterizó por presentar precipitaciones a lo largo de todo el Desierto de Atacama, desde la Costa hasta las Pampas, así como también en la Precordillera y el Altiplano. Esta situación es bastante inusual, puesto que a pesar de que los Andes centrales registra el periodo lluvioso durante el verano, la precipitación se concentra generalmente en las regiones más altas de la cordillera. En el Desierto de Atacama prácticamente no se registran lluvias a nivel climatológico, por lo que la ocurrencia de lluvias especialmente en los sectores costeros y de pampas se puede considerar como un evento extremo y anormal. De hecho, en al menos cuatro estaciones meteorológicas (Tacna, Río Camarones, Mamiña y Putre) se registraron montos de lluvia diaria record.

La condición sinóptica asociada al evento de lluvia indica que se combinaron varios factores de gran escala, resumidos en la figura 7.1, entre ellos, una alta de Bolivia desplazada hacia el polo sur en conjunción con una vaguada anómala en altura en el Pacífico Suroriental (VPS), que condujo a la formación de una baja presión centrada costa afuera de Atacama ( $\sim 22^{\circ}\text{S}$ ), tanto días previos como durante el evento de lluvias. Dicha baja presión anómala se expresó como una circulación cerrada en la capa entre 900 y 700 hPa. Esta situación gatilló la reversión de la circulación a lo largo de la costa chileno-peruana en estos niveles de la tropósfera baja, donde se generó una reversión de los vientos del sur con la aparición de un marcado y anómalo flujo del norte. Dicho cambio de dirección del flujo produjo la advección de humedad a lo largo de la costa, a través de

una estructura que cumple con las características de un río atmosférico atrapado a la costa. Este río atmosférico perturba gran parte de la tropósfera baja, advectando humedad desde latitudes bajas hacia el desierto de Atacama, alcanzando una extensión espacial de hasta 3,000 km en forma de un filamento mucho más largo que ancho, con una duración superior a 48 horas y con valores de IVT que están sobre los 100 Kg m/s, alcanzando una magnitud máxima de hasta 250 Kg m/s.

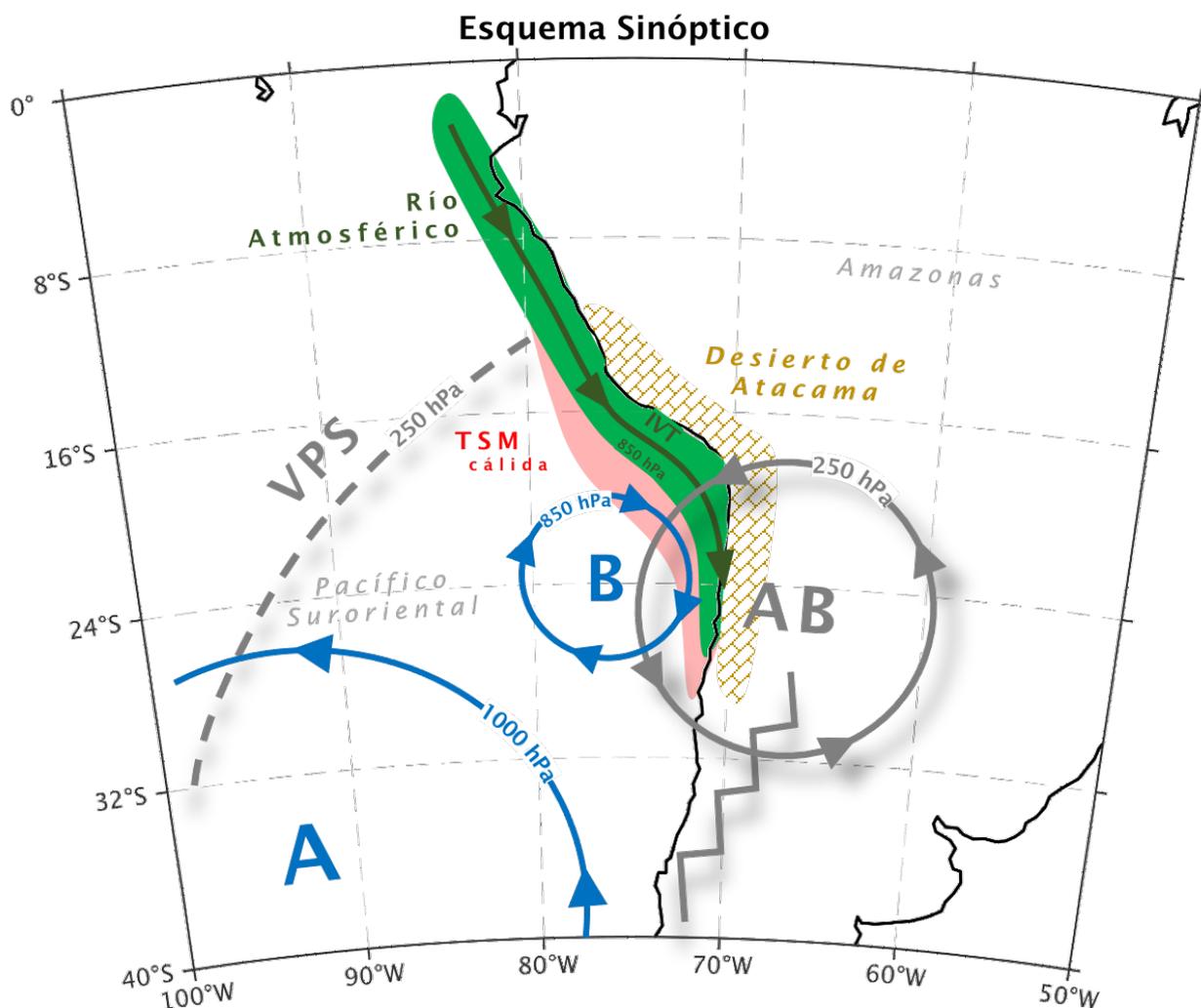


Figura 7.1: Esquema representativo de las principales características asociadas a los eventos de lluvia de enero de 2020 en el desierto de Atacama.

Esta situación produce un notorio incremento de la humedad y del agua precipitable a valores extremadamente altos, superiores hasta en 30 mm a la media climatológica y cercano a los valores extremos más altos alguna vez medidos en la zona.

Al mismo tiempo, la TSM se mantiene sobre los valores normales (+0,5 a + 1,0°C) justo costa afuera de Atacama, potencialmente incrementado el contenido de humedad en la capa más cercana a la superficie.

Gracias a la presencia de este río atmosférico, toda la columna atmosférica entre superficie hasta alrededor de 600 hPa fue eficientemente humectada. En los niveles con anomalías negativas de baja presión en la baja troposfera, centrada costas afuera de 22°S, se aprecia un marcado e intenso flujo del Oeste, empujando la humedad continente adentro, es decir, desde la costa hacia la cordillera (flechas verdes en fig. 7.2). La Fig. 7.2 muestra de forma esquemática dicho transporte en toda la tropósfera baja, reduciendo notoriamente la región de aire seco clásica sobre el desierto de Atacama (área amarilla en fig. 7.2), siendo reemplazadas por masas de aire húmedas (área verde en fig. 7.2).

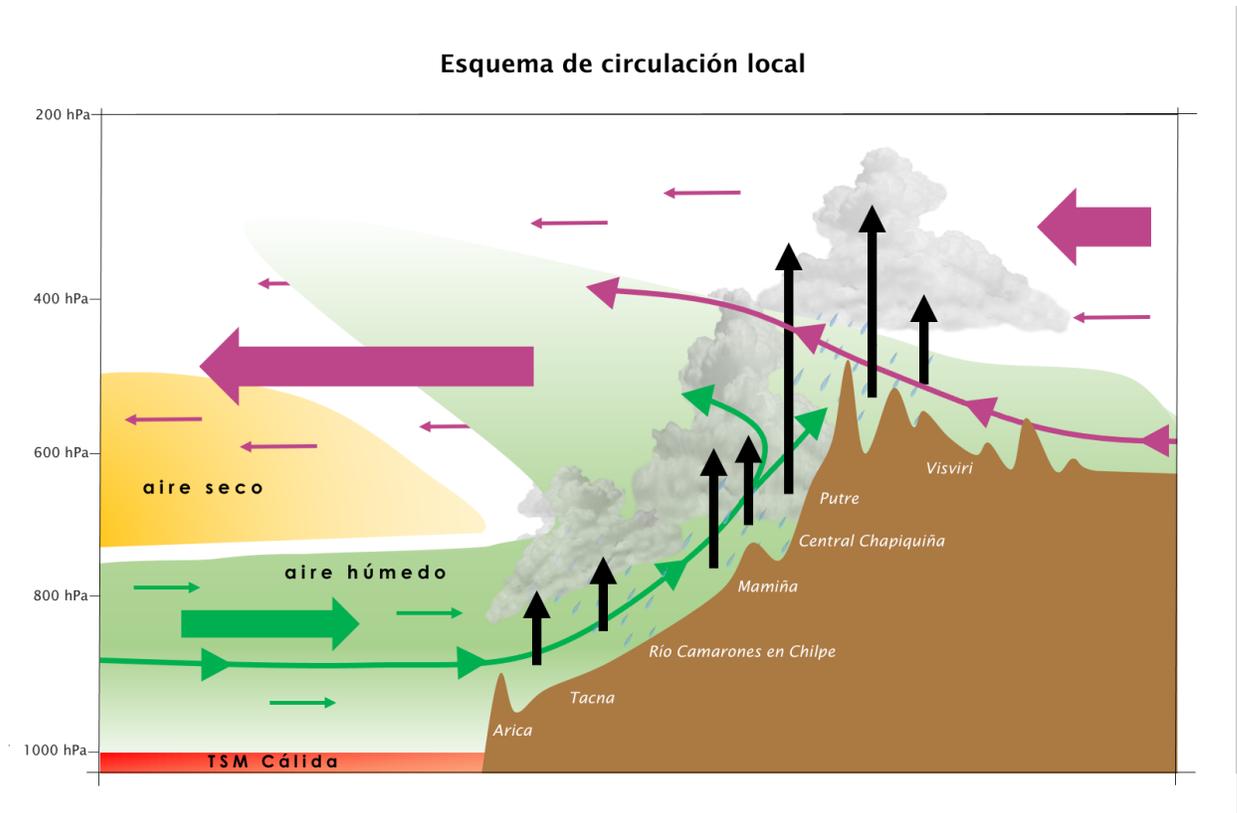


Figura 7.2: Esquema representativo de un corte vertical/longitudinal entre 18 y 22°S para los eventos de lluvia de enero de 2020 en el desierto de Atacama.

Una vez que la humedad llega a los pies de los Andes, el ascenso forzado de la topografía desencadena inestabilidad y convección, produciendo fuertes chubascos y tormentas sobre la vertiente occidental de la Cordillera desde el sur de Perú hasta el norte de Chile (18 a 23°S), debido a que gran parte de la tropósfera baja, incluidos los niveles más bajos y en la capa límite, es perturbada por este mecanismo sinóptico. La evidencia

sugiere, además, que se presenta CAPE de hasta 300 J/Kg sobre el desierto de Atacama durante los días de mayor precipitación, lo que ayudó a la generación de tormentas convectivas de gran magnitud. En la figura 7.2 se aprecia, además, que el efecto del transporte de humedad desde el Oeste alcanza hasta el Altiplano, donde se encuentra con el marcado flujo del Este, produciendo una circulación desde el continente hacia el océano sobre los 600 hPa (flechas rosadas).

Nombre de la estación	Área geográfica	Altura (m)	Percentil 90 (mm)	Total de eventos (#)	TSM (°C)	PWV (mm)	Viento zonal 900-800 hPa (m/s)
A - Arica Chacalluta	Costa	63	1.8	4	24.7 (+0.4)	44.9 (+12.5)	3.1 (+2.5)
B - Tacna, Perú	Costa	469	4.9	3	24.0 (+0.2)	40.9 (+10.3)	2.5 (+2.0)
C - Huara en Fuerte Baquedano	Pampas	1,100	2.9	1	24.7 (+0.1)	46.5 (+13.0)	2.5 (+1.9)
D - R. Camarones en Chilpe	Pampas	1,565	4.8	12	24.3 (+0.0)	43.7 (+11.4)	1.9 (+1.3)
E - Mamiña	Precordillera	2,730	8.0	15	24.5 (+0.2)	45.2 (+12.7)	1.9 (+1.3)
F - Central Chapiquiña	Precordillera	3,350	12.5	37	24.2 (+0.1)	39.0 (+7.6)	0.8 (+0.2)
G - Putre	Precordillera	3,560	14.4	39	24.2 (+0.1)	39.9 (+8.4)	1.3 (+0.7)

Tabla 7.1: Resumen de las principales variables meteorológicas durante los días de PE en verano (DEF) para siete estaciones meteorológicas (ver ubicaciones en la Fig. 2.1) entre 2008 y 2020, incluido el nombre, el área geográfica, la altura sobre el nivel del mar, el umbral del percentil 90 que define los días de lluvia y número total de eventos registrados entre 2008 y 2020. Fue agregada el promedio de las variables meteorológicas y oceánicas durante todos los días con precipitación por encima del percentil 90: temperatura de la superficie del mar (°C), vapor de agua precipitable (mm) y viento zonal en la troposfera baja (900-800 hPa), entre 12-18 UTC. Estas tres variables fueron promediadas en la región CDA (70-75°W, 18-20°S). Se incluyen las anomalías entre paréntesis, calculadas restando la climatología promedio diaria.

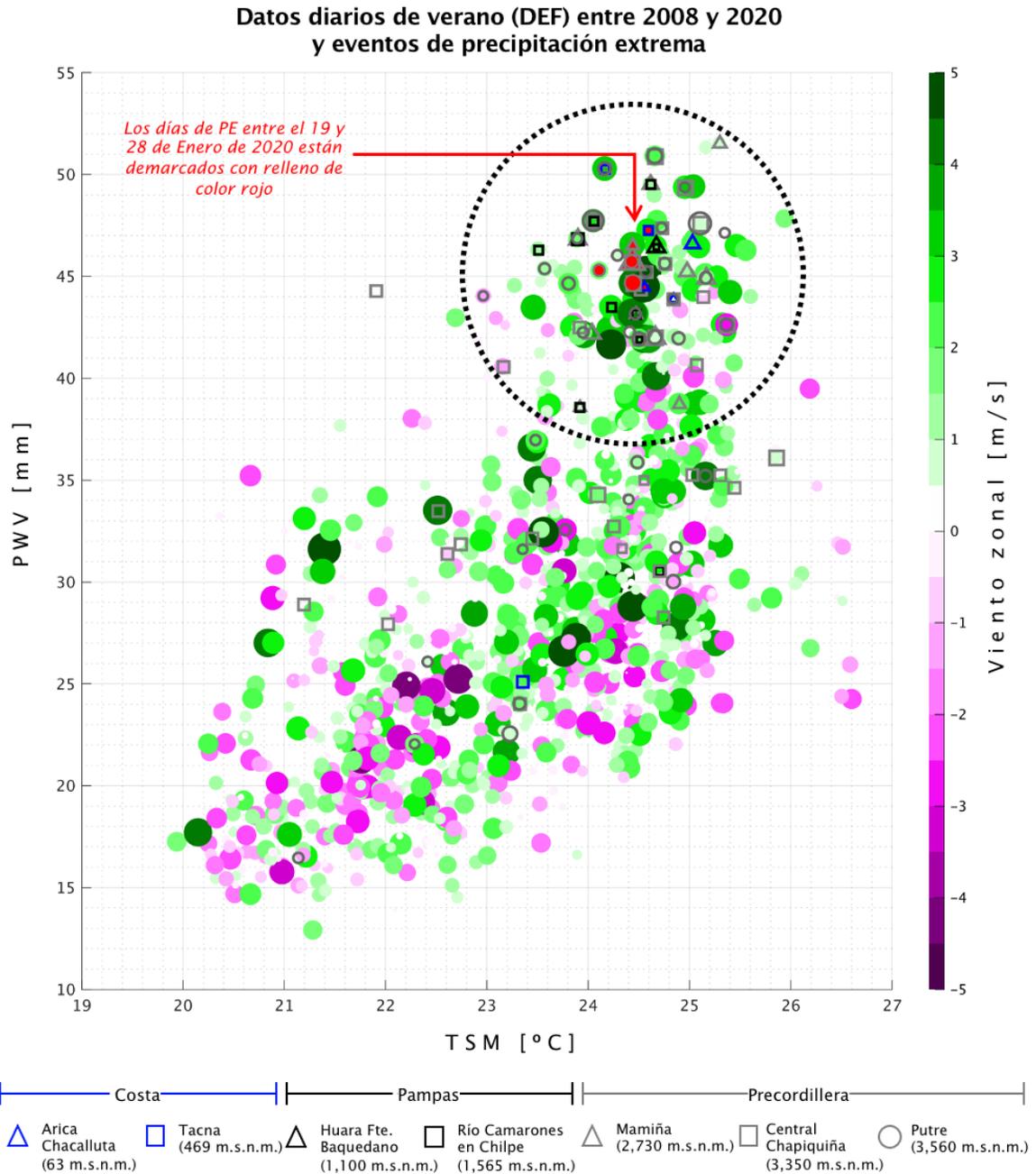


Figura 7.3: Dispersión de los datos diarios del verano austral (DEF) de 2008 a 2020 para la TSM (eje horizontal) y PWV (eje vertical) promedio diario para una caja ubicada frente a la costa del desierto de Atacama (70-75°W, 18-20°S). Los círculos de colores y el tamaño representan el viento zonal promediado en la capa 900-800 hPa por la tarde (14-22 UTC). Se trazan triángulos y cuadrados para cada día donde la precipitación estuvo por encima del percentil 90 de los datos históricos (ver valores en la Tabla 7.1) para siete estaciones meteorológicas: Arica y Tacna (Costa, azul), Huara en Fuerte Baquedano y Río Camarones en Chilpe (Pampas, negro), y Mamiña, Central Chapiquiña y Putre (Precordillera, gris).

Algunas de las características más interesantes del análisis de mesoescala indican que la nubosidad formada en la precordillera fue principalmente nubosidad estratiforme. Dicha nubosidad se forma debido al ascenso topográfico. En algunos puntos de la precordillera y especialmente en el borde occidental del Altiplano, se gatillan tormentas convectivas de gran magnitud, identificables tanto por los topes nubosos fríos en el canal infrarrojo como por la actividad eléctrica. Durante todo el periodo de análisis, la nubosidad en los sectores bajos del desierto tuvo características mayormente de nubes estratiformes sin presencia de actividad eléctrica, la cual siempre estuvo concentrada en la precordillera pero que en algunos días se presenta en la costa y las pampas, produciendo precipitación.

En resumen, este trabajo plantea como idea novedosa la presencia de un río atmosférico subtropical en la que es probablemente una de las regiones más secas del planeta. Dicho río atmosférico posee la suficiente intensidad para ser clasificado como tal de acuerdo a la definición estándar de Guan y Waliser (2015) y cuyo origen está ligado a un patrón sinóptico que no había sido previamente identificado en la literatura como un gatillante de precipitaciones en el Desierto de Atacama. También, se plantea como novedoso el transporte de humedad desde la costa hacia la cordillera como mecanismo gatillante de precipitaciones en el Desierto de Atacama, principalmente, gracias al forzamiento topográfico y la inestabilidad presente en la zona.

## **7.2. Contexto histórico de los eventos de PE de verano en el Desierto de Atacama**

Surgen dudas sobre si las características sinópticas y termodinámicas observadas durante el evento de PE de enero de 2020, son frecuentes en el norte de Chile durante el verano austral. Para un análisis más profundo, se construyó una distribución conjunta entre la TSM diaria, el PWV diario y el viento zonal de troposfera baja (900-800 hPa) vespertinos (14-22 UTC), promediados en una caja ubicada entre 70-75°W y 18-20°S, para todos los días entre diciembre y enero. También incluimos los días en donde siete estaciones meteorológicas de superficie, representativas del norte del país, registraron un día de precipitación extrema (PE) determinadas por los umbrales del percentil 90 de días de lluvia (ver valores en la Tabla 7.1). Dicha distribución conjunta utilizó el periodo común 2008-2020, puesto que en este lapso de tiempo coinciden los datos de las estaciones y del reanálisis.

Como se puede ver en la Fig. 7.3, los valores de TSM de verano oscilan entre 20°C y cerca de 27°C en la región CDA, mientras que el PWV varía entre 15 mm y aproximadamente 52 mm. Los vientos zonales de bajo nivel tienden a ser mayoritariamente positivos, con un promedio climatológico de alrededor de 0,5 m/s pero en un amplio rango de oscilación entre -5 y 5 m/s. De la Fig. 7.1 es evidente que la mayoría de los días de EP ocurrieron en el cuadrante superior derecho de la distribución, lo que

indica que la combinación de altos niveles de TSM y PWV tiende a estar relacionada con la mayoría de los días de precipitación extrema (círculo de línea punteada). También es posible concluir que un alto número de EP ocurrió con viento zonal positivo en la tropósfera baja. Esto es especialmente cierto para ubicaciones en costas, pampas y precordillera donde la combinación de SST entre 23-26°C, PWV en el rango 37-52 mm y viento zonal vespertino entre 2-6 m/s configuran un posible desencadenamiento de importantes lluvias. Por ejemplo, casi todos los días de EP en las estaciones de costa y pampas ocurrieron bajo esta combinación de variables. En la precordillera, Mamiña (2,730 m.s.n.m.) y Putre (3,560 m.s.n.m.) también registraron casi todos los días de EP en el cuadrante superior derecho. Es sorprendente que incluso en las partes más altas de la precordillera, cercanas al Altiplano, tales como Central Chapiquiña y Putre, todavía podamos apreciar un fuerte efecto de este mecanismo termodinámico, con cerca de 30 de los 39 días de PE en Putre ocurridos dentro del círculo de alta TSM / alta PWV / viento zonal positivo en la Fig. 7.3. En el caso de Central Chapiquiña, esta es una de las estaciones que posee el mayor número de días con PE fuera del área del círculo, aunque de todas formas dicho número alcanza a tan solo a un 30% de los PE. Si se consideran estaciones sobre los 4,000 m.s.n.m., como es el caso de Visviri (no se muestra en la figura), los eventos de precipitación extrema tienden a suceder a lo largo de todo el espectro de dispersión de estas variables, indicando una alta posibilidad de que el efecto termodinámico previamente descrito comience a perder su efecto en algún punto entre la precordillera y el Altiplano.

El hecho de que altos valores TSM, altos valores de PWV y viento zonal principalmente positivo estén asociado a precipitaciones de características extremas en el Desierto de Atacama (principalmente entre 18 y 20°S) indica que existe una potencial correlación entre dichas variables, tal como se observó en el evento de finales de enero de 2020, principalmente en las estaciones ubicadas bajo los 3,600 m.s.n.m. Por supuesto, no solo se requiere un mecanismo que incremente la humedad costa afuera del Desierto de Atacama, sino que también, que dicha humedad sea luego transportada hacia el interior del continente, lo que gatilla la formación de precipitación principalmente por el ascenso forzado por la topografía.

### **7.3. Comentario para meteorólogos y pronosticadores**

Este episodio de precipitación intensa no es generado bajo el clásico mecanismo monzónico de la época de verano. Por lo mismo, los meteorólogos operativos y pronosticadores deben prestar mucha atención a valores anormalmente altos de temperatura superficial del mar, el incremento de la humedad (ya sea agua precipitable o razón de mezcla) costas afuera de Atacama y el forzante sinóptico que provoque dicha advección de humedad. A continuación, se listan algunas de estas recomendaciones:

- i. Es del todo necesario ajustar la escala de magnitudes que se muestra en los diferentes mapas de IVT, tanto de análisis como de pronóstico, puesto que a nivel climatológico los valores más altos de IVT en el Norte de Chile no superan los 200 a 300  $250 \text{ Kg m/s}$ . La intensidad del río atmosférico estudiado no superó los 250  $\text{Kg m/s}$ , por lo que este valor puede ser considerador como un umbral máximo en el despliegue de los datos de un mapa de pronóstico, de tal forma de no perder las estructuras espaciales de eventos de RA más débiles que los que se registran en latitudes medias pero que tienen una fuerte importancia en el Desierto de Atacama.
- ii. Todo análisis que se realice con datos de imágenes de satélite debe considerar las divisiones geográficas, de tal forma de identificar correctamente la presencia de nubosidad y el lugar exacto de la formación de las tormentas. El uso de los canales visibles e infrarrojos se hace necesario para identificar tanto las nubes estratiformes asociada a lluvias más ligeras, así como también los cumulonimbos más desarrollados y asociados a precipitaciones más intensas.
- iii. Analizar las cartas de geopotencial en los alrededores de 850 hPa es muy relevante para identificar bajas presiones anómalas costa afuera de Atacama, como la estudiada para este evento de lluvias. Esto, a pesar de que dicha baja presión no se presenta de forma evidente ni cerrada en superficie o en niveles altos, pero que parece ser muy importante en la generación del transporte de humedad a lo largo de la costa sudamericana.
- iv. Los meteorólogos podrían considerar los valores y umbrales presentados en la figura de dispersión 7.1, así como también los valores promedios en Tabla 7.1 como una referencia detallada de variables meteorológicas asociadas a la generación de eventos de lluvia extrema en el Desierto de Atacama. Se deben tomar con cautela, puesto que el periodo de tiempo analizado (2008-2020) no es necesariamente un periodo suficientemente largo y representativo a nivel climático, pero puede dar algunas señales de alerta en los pronósticos de corto plazo.

#### **7.4. Trabajo futuro**

La relación entre la temperatura superficial del mar y la precipitación extrema en el desierto de Atacama parece mostrar una relación directa según el análisis del evento de lluvias de enero de 2020, así como también, en la distribución histórica de los eventos extremos de lluvia ocurridos entre 2008 y 2020. Sin embargo, se debe realizar un análisis mucho más minucioso y detallado para conocer la magnitud del efecto de una TSM más cálida de lo usual en interior del Desierto de Atacama. Dada la presencia de una fuerte inversión de subsidencia sobre la capa límite en el sector oceánico costero, un aumento de la TSM no necesariamente tiene impacto en la atmósfera libre. Si no ocurren otros cambios atmosféricos de escala regional, a lo más el calentamiento del océano podría

adelgazar la capa de inversión, manteniéndose el desacoplamiento entre la capa límite y la capa por sobre la inversión y por tanto, inhibiendo algún tipo de efecto importante en la precipitación. La evidencia obtenida del evento de lluvias de 2020 parece indicar, de todas formas, que las parcelas de aire ubicadas costa afuera de Atacama son desplazadas continentales adentro desde la costa hacia el interior, indicando un potencial intercambio de masas de aire durante el periodo lluvioso entre la capa límite marina y la capa límite del desierto. Se plantea que simulaciones numéricas de mesoescala para diferentes eventos de precipitación en el verano en Atacama podrían ser útiles para dilucidar los procesos físicos y dinámicos que ocurren en la pequeña escala. Simulaciones de sensibilidad, similares a las realizadas por Bozkurt et al. (2016), pueden ser de gran utilidad para comprender el efecto del calentamiento costero tanto en el contenido de humedad atmosférica como en las precipitaciones.

La presencia de ríos atmosféricos en las costas de Perú y norte de Chile no aparece en la literatura como un factor estudiado o investigado con mucho detalle. Exceptuando los trabajos de Böhm et al. (2018), la presencia de estas estructuras deben ser analizadas en mayor profundidad, puesto que el transporte de humedad desde latitudes ecuatoriales hacia el desierto de Atacama podría estar asociado a otros eventos de precipitación en la zona ocurridos en el verano de 2017 y 2019 (DMC, 2017; DMC, 2019), y que parecieran tener características similares al registrado en enero de 2020.

## Capítulo 8

### Anexos

Durante el 9 de enero de 2020, una de las jornadas más secas del periodo de estudio, la imagen visible del GOES-16 a las 18:00 UTC (Fig. 8.1a) muestra la presencia de la clásica nubosidad estratiforme costa afuera de Atacama, mientras que el interior del Desierto, la Precordillera y el propio Altiplano prácticamente no presenta nubosidad de ningún tipo.

Nombre de la estación	Área geográfica	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura [m]	Precipitación [mm]
Caleta Junín	Costa	-19,644	-70,181	37	1.3
Cerro Constancia	Pampa	-20,074	-69,935	1,151	3.0
Quebrada de Aroma	Pampa	-19,761	-69,655	1,366	2.9
Quebrada de Soga	Precordillera	-19,529	-69,392	2,639	41.5
Río Loa	Costa	-21,419	-69,960	695	1.1
Cerro de Calate	Pampa	-21,403	-69,840	1,148	1.8
Salar de Llamara	Costa	-21,361	-69,539	789	3.8
Quebrada de Mani	Precordillera	-21,109	-69,071	2,399	29.8

Tabla 8.1: Precipitación total acumulada entre el 19 y 28 de enero de 2020 en las estaciones de la red de la Universidad de Colonia en el Desierto de Atacama (Hoffmeister, 2017).

El 25 de enero, una de las jornadas con escasa precipitación en el Altiplano, pero de importantes lluvias en la pampa y la precordillera, muestra abundante nubosidad en dichas zonas geográficas (tonalidades blancas en la Fig. 8.1b) a eso de las 18:00 UTC.

Durante ese día, la nubosidad también se aprecia en las pampas de la Región de Antofagasta (21 a 24°S) acompañada de precipitación. En Sierra Gorda (1,616 msnm., ver estrella amarilla en Fig. 8.1), ubicada en el medio del desierto, registró 2.0 mm. En la estación meteorológica ubicada en el aeropuerto de Calama (2,321 msnm.) se alcanzaron 1.8 mm. En la costa, Mejillones registró 0.3 mm, coincidente con la abundante nubosidad presente en la Fig. 8.1b.

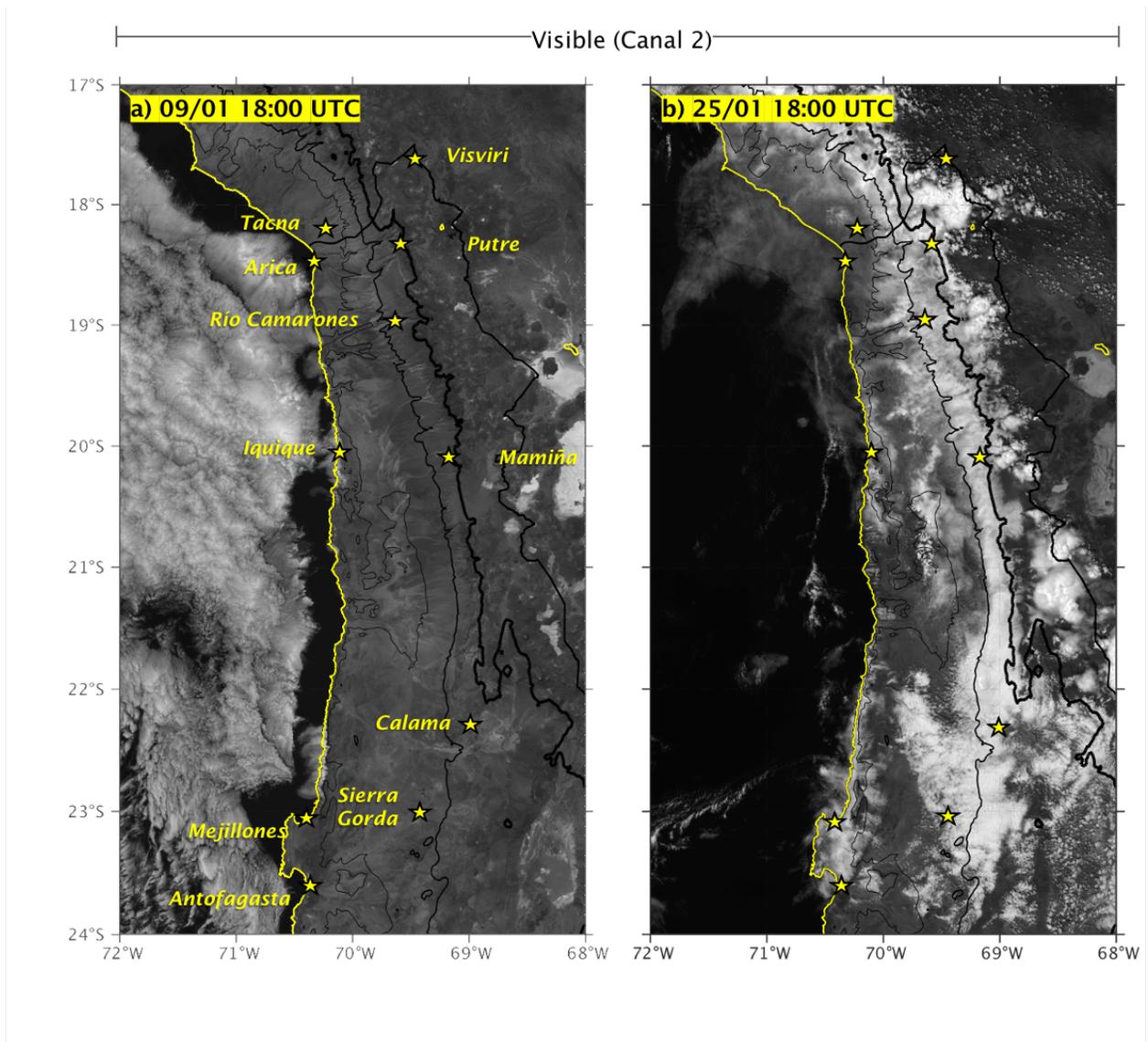


Figura 8.1: Como la Fig. 6.6, pero para el 09 de enero a las 18:00 UTC (a) y para el 25 de enero de 2020 a las 18:00 UTC (b).

La ciudad de Arica registró 3.8 mm entre el 22 y el 24 de enero. En particular, uno de los días de mayor intensidad de precipitación (el 23 de enero) se registraron 1.8 mm. La evidencia observacional desde superficie, gracias a algunas fotografías (Fig. 8.2)

tomadas desde el sector alto de la ciudad, muestra la presencia de abundante nubosidad tipo estratiforme a eso de las 22 UTC. Además, en algunos sectores, se aprecian chubascos sobre el mar (flechas blancas), un indicativo de la presencia de algún grado de nubes convectivas embebidas entre las nubes estratiformes de la zona, denotando el importante nivel de inestabilidad que se presenta en la zona.

La nubosidad estratiforme que se forma a lo largo de la zona precordillerana y que fue descrita en la sección 6 gracias a las observaciones satelitales, puede ser apreciada desde Putre en el horario vespertino con cierta recurrencia. La fotografía de la Fig. 8.3 muestra la localidad de Putre y hacia el oeste, un manto de nubes estratiformes de gran extensión. Dichas nubes avanzan hacia el Este a medida que avanza la tarde, pudiendo ocasionar precipitaciones ligeras tipo lloviznas bien entrada la noche.



Figura 8.2: Fotografías tomadas desde Cerro Chuño, Arica, alrededor de las 22 UTC del 23 de enero de 2020. Agradecimientos a Franco López por las fotografías.

La falta de estaciones meteorológicas y mediciones en el Desierto de Atacama está siendo paleada por diferentes proyectos de medición pluviométrico, tanto por las redes

oficiales de Chile a través de la Dirección General de Aguas, la Dirección Meteorológica de Chile, y en los últimos años gracias a proyectos internacionales como el que desarrolla la Universidad de Colonia (Alemania; Hoffmeister, 2017) en el desierto. La red de estaciones posee 15 puntos de medición. De ellas al menos nueve registraron precipitaciones entre el 19 y 28 de enero de 2020 (ver Tabla 8.1), alcanzando intensidades considerables en las localidades de Quebrada de Soga con 41.5 mm y en Quebrada de Mani con 29.8 mm. Incluso en estaciones costeras como Caleta Junín, hubo registro de lluvias (1.8 mm), un buen indicador de la extensión espacial de la precipitación y que comprueba lo observado en las estaciones de Arica, Iquique y Mejillones.



Figura 8.3: Fotografía panorámica de la localidad de Putre desde la ruta CH-11. Agradecimientos a Andrés Moncada por la fotografía.

# Bibliografía

- Aceituno, P. (1997). Climate elements of the South American Altiplano. *Revista Geofísica* **44**, 37–55.
- Aceituno, P., and A. Montecinos (1993). Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. Proc. Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology, Hobart, Australia, *American Meteorological Society*, 330–331
- Aceituno, P., and A. Montecinos (1997). Meteorological field experiments in the South American Altiplano. Preprints, Fifth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria, South Africa, *American Meteorological Society*, 330–331
- Amante, C. and B.W. Eakins (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA.
- Barrett, B. S., D. A. Campos, J. Vicencio Veloso, and R. Rondanelli (2016). Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile. *J. Geophys. Res. Atmos.* **121**, 4563–4580.
- Bozkurt, D., Rondanelli, R., Garreaud, R., & Arriagada, A. (2016). Impact of warmer eastern tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama floods. *Monthly Weather Review* **144**(11), 4441–4460.
- Böhm, C., Reyes, M., & Crewell, S. (2018). Moisture Supply to the Atacama Desert by Atmospheric Rivers [Conference poster]. Atmospheric Rivers Convention 2018, San Diego, California, United States.
- Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. *Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS)*, January 20 of 2020.
- Dee, D. P., et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- DMC (2017). Boletín de Eventos Extremos 2017. Dirección Meteorológica de Chile,

<https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/publicaciones/boletinEventosExtremos/2017> (Accedido el 17 de Agosto de 2020).

- DMC (2019). Boletín de Eventos Extremos 2019. Dirección Meteorológica de Chile, <https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/publicaciones/boletinEventosExtremos/2019> (Accedido el 17 de Agosto de 2020).
- Falvey, M. and Garreaud, R. (2005): Moisture variability over the South American Altiplano during the SALLJEX observing season, *Journal of Geophysical Research* **110**, D22105.
- Fuentes, R. (2014). Sensibilidad a diferentes condiciones iniciales en simulaciones de mesoescala de una baja segregada: Caso de estudio. Tesis para obtener el grado de Meteorólogo, Valparaíso, Chile, 72 páginas.
- Fuenzalida, Humberto A. (2005). A Climatology of Cutoff Lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research* **110**, D18.
- Garreaud, R. D. (1999). A multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes. *Monthly Weather Review*, **127** 901–921.
- Garreaud, R. D. (2000). Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano. *Monthly Weather Review* **128**, 3337-3346
- Garreaud, R. D., and P. Aceituno (2001). Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate* **14**, 2779-2789.
- Garreaud R. D., Vuille M. and A.C. Clement (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **194**, 5–22.
- Garreaud, R. D., A. Molina, and M. Farias (2010). Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth Planet Scientific Letter* **292**, 39–50.
- Goodman, S. J., and Coauthors (2013): The GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM). *Atmospheric Research* **125–126**, 34–49.
- Guan, B., & Waliser, D. E. (2015). Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* **120**(24), 12514–12535.
- Hans Hersbach, Bill Bell, Paul Berrisford, András Horányi, Joaquín Muñoz Sabater, Julien Nicolas, Raluca Radu, Dinand Schepers, Adrian Simmons, Cornel Soci and Dick Dee (2019): Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5. <https://www.ecmwf.int/en/newsletter/159/meteorology/global-reanalysis-goodbye-era-interim-hello-era5>
- Houston, J. and Hartley, A. (2003). The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyperaridity in the Atacama Desert.

*International Journal of Climatology* **23**(12), 1453–1464.

- Hoffmeister, D. (2017). Meteorological and soil measurements of the permanent weather stations in the Atacama Desert, Chile. CRC1211 Database (CRC1211DB).
- Jordan, T. E., Herrera, C., Godfrey, L. V., Colucci, S. J., Gamboa, C., Urrutia, J., González, G., & Paul, J. F. (2019). Isotopic characteristics and paleoclimate implications of the extreme rain event of March 2015 in northern Chile. *Andean Geology* **46**(1), 1–31.
- Kalnay et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulleting of American Meteorological Society* **77**, 437-470.
- Kreft, S., Eckstein, D., and Melchior, I. (2016). Global climate risk index 2017: Who suffers most from extreme weather events, Weather-related loss events in 2015 and 1996 to 2015. Berlin: Germanwatch e.V.
- Lenters, J. D., and K. H. Cook (1999). Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation. *Monthly Weather Review* **127**, 409–431
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C. & Nicolini, M. (2004). Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. *Journal of Climate* **17**, 2261–2280.
- Middleton, N. (2003). Going to Extremes. *Pan Books*, 129 pp.
- Nogueira, M. (2020). Inter-comparison of ERA-5, ERA-interim and GPCP rainfall over the last 40 years: Process-based analysis of systematic and random differences. *Journal of Hidrology* **583**, 124632.
- ONEMI, 2020: Informe de Incidente o Emergencia. Monitoreo Regional por Evento Meteorológico. Oficina Nacional de Emergencia.
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., and Wick, G. A. (2004). Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98. *Monthly Weather Review* **132**, 1721–1745.
- Rahn, D.A. and Garreaud, R.D. (2014), A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *International Journal of Climatology* **34**, 780-792.
- Reyers, M., Boehm, C., Knarr, L., Shao, Y., & Crewell, S. (2020). Synoptic-to-regional scale analysis of rainfall in the Atacama Desert (18°S-26°S) using a long-term simulation with WRF. *Monthly Weather Review*, 1-51.
- Rondanelli, R., Molina, A., & Falvey, M. (2015). The Atacama Surface Solar Maximum. *Bulletin of the American Meteorological Society* **96**(3), 405-418
- Rondanelli, R., Hatchett, B., Rutllant, J., Bozkurt, D., & Garreaud, R. (2019). Strongest MJO on record triggers extreme Atacama rainfall and warmth in Antarctica. *Geophysical Research Letters* **46**, 3482– 3491.

- Rutllant, J., H. Fuenzalida, & Aceituno P. (2003). Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997-1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)* **108**, 4538.
- Rutllant, J., and Aceituno P. (2003). Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997–1998 Diclima Experiment. *Journal of Geophysical Research* **108**, 4538–4542.
- Rutllant, J.A., R.C. Muñoz and R. Garreaud (2013). Meteorological observations in the northern Chilean coast during VOCALS-REx. *Atmospheric Chemistry and Physics*. VOCALS-REx Special Issue **13**, 3409-3422.
- Rodwell, M., Hoskins, B. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate* **14**(15), 3192–3211.
- Schulz, N., Boisier, J.P. and Aceituno, P. (2012), Climate change along the arid coast of northern Chile. *International Journal Climatology* **32**, 1803-1814.
- Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S., McPhee, J. et al. (2014). Catastrophic, rainfall-induced debris flows in Andean villages of Tarapacá, Atacama Desert, northern Chile. *Landslides* **11**, 481–491.
- Stein, A. F., R. R. Draxler, G. D. Rolph, B. J. B. Stunder, M. D. Cohen, and F. Ngan (2015). NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bulletin American Meteorology Society* **96**, 2059–2077.
- Vargas, Gabriel, Ortlieb, Luc, & Rutllant, José. (2000). Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista geológica de Chile* **27**(2), 157-176.
- Viale, M., R. Valenzuela, R. Garreaud, and F. Ralph (2018). Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America. *Journal of Hydrometeorology* **19**, 1671-1686.
- Vuille, M., & Keimig, F. (2004). Interannual Variability of Summertime Convective Cloudiness and Precipitation in the Central Andes Derived from ISCCP-B3 Data, *Journal of Climate* **17**(17), 3334-3348.
- Zhang, Qin & Ye, Junhua & Zhang, Shuangcheng & Han, Fei. (2018). Precipitable Water Vapor Retrieval and Analysis by Multiple Data Sources: Ground-Based GNSS, Radio Occultation, Radiosonde, Microwave Satellite, and NWP Reanalysis Data. *Journal of Sensors*, 1-13.