



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

**ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN PRE-ALTIPLÁNICA DE VERANO EN
EL NORTE DE CHILE**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y
CLIMATOLOGÍA

TOMÁS RAIMUNDO CABALLERO MORÁN

PROFESOR GUÍA:

RENÉ GARREAUD SALAZAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

PATRICIO ACEITUNO GUTIERREZ

ALDO MONTECINOS GULA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por:

CR2

SANTIAGO DE CHILE

2023

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
POR: TOMÁS RAIMUNDO CABALLERO MORÁN
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: RENÉ GARREAUD SALAZAR

ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN PRE-ALTIPLÁNICA DE VERANO EN EL NORTE DE CHILE

En este trabajo se caracterizan las causas de la precipitación en el pre-altiplano del norte de Chile, una zona de transición entre la árida costa del Pacífico este y un altiplano con precipitaciones que ocurren en su mayor parte durante el verano austral. Los análisis de altura geopotencial muestran patrones de circulación similares a los eventos de precipitación en el altiplano, donde anomalías anticiclónicas (cyclónicas) sobre el sur de Sudamérica producen anomalías de viento este (oeste) asociadas a un debilitamiento (fortalecimiento) del jet subtropical cerca de los 20°S y un mayor (menor) transporte de humedad desde la ladera este de la Cordillera de los Andes debido a vientos del este que se generan justo sobre la superficie del altiplano. Las anomalías de altura geopotencial que dan origen a las anomalías de circulación descritas pueden ser asociadas a un patrón similar a la PSA, presentando anomalías positivas (negativas) para meses lluviosos (secos). Además, las precipitaciones de mayor magnitud en el pre-altiplano muestran una tendencia significativa a ocurrir durante eventos de La Niña.

La humedad anómala que aparece sobre el Pacífico este y el pre-altiplano parece tener como principal factor las anomalías de viento del este en 200 [hPa] ya que los meses más lluviosos coinciden con anomalías positivas de altura geopotencial de mayor magnitud respecto a meses con montos de precipitación más bajos. Por otro lado, las anomalías de SST positivas favorecen la humidificación en niveles bajos sobre la costa, con diferencias de hasta ~ 2 [g/kg] con los meses con anomalías de SST negativas, sin embargo, la relación con la evaporación sobre el océano no es tan fuerte, por lo que este mayor vapor de agua parece provenir de las costas del centro-norte de Chile. Además, los meses lluviosos que ocurren con anomalía de viento del oeste presentan anomalías positivas de SST, lo que parece compensar el menor transporte de humedad a través de los Andes. Para los análisis se utilizaron reanálisis ERA5 y simulaciones de trayectorias con HYSPLIT.

*En este mundo también llueve.
Cuando estás triste, la lluvia cae con fuerza.
¿Eres capaz de comprender el horror de sentir la lluvia en este mundo tan solitario?
Si prestándote mi fuerza deja de llover, que así sea.
Si confías en mi, no permitiré que en este mundo vuelva a llover jamás.*

Zangetsu

Agradecimientos

Finalmente! Agradecer a todos quienes estuvieron durante mi época de estudiante universitario, a todos los profes que me ayudaron a entender un poquito mejor este mundo de la Meteorología, principalmente al profe René que me soportó desde que tomé el curso de Intro a la Meteorología y me guió hasta mis últimos días con esta tesis. A los cabros del colegio, a los bachi-ingenieros y a los The Rial que hicieron de la u un lugar más ameno, entretenido y feliz. A los cabros de La Nazza que me hicieron parte de su equipo del deporte mais bonito mundo. A mi familia que siempre estuvo ahí apoyándome y apurándome para terminar jeje.

No soy muy bueno para escribir este tipo de cosas, así que disculpen lo escueto de estos agradecimientos :(.

Creíste que te había olvidado, pero no! A la Cony, mi pololis, mi amorcito, la tengo en un lugar especial ya que ha sido la persona con quien más he compartido este periodo y quien me ha hecho el hombre más feliz del universo, apoyándome y acompañándome en las buenas y en las malas. Ahora que ya estaré titulado, vamos a por todos los planes que tenemos a futuro! Te amo mucho!

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Precipitación en el pre-altiplano y su importancia	2
1.2. Precipitación en el Altiplano	5
1.3. Precipitación en la costa	7
1.4. Fenómeno del Niño (ENSO) y el Patrón PSA	9
2. Hipótesis y objetivos	13
2.1. Hipótesis	13
2.2. Objetivos	13
2.2.1. General	13
2.2.2. Específicos	14
3. Metodología y datos	15
3.1. Zona de estudio	15
3.2. Datos	16
3.2.1. Estaciones Meteorológicas	16
3.2.2. Reanálisis ERA5	16
3.2.3. Datos extra	17
3.2.4. HYSPLIT	18
4. Resultados y Discusión	20
4.1. Precipitación en el pre-altiplano	20
4.2. Caracterización de meses secos, lluviosos y superlluviosos	24
4.2.1. Distribución geográfica de la precipitación	24
4.2.2. SST, Evaporación y Humedad	28
4.2.3. Altura Geopotencial y Vientos	34
4.3. Incidencia de la SST, Viento Zonal en 200 [hPa] y humedad en la precipitación pre-altiplánica	38

4.4. Caracterización de casos lluviosos y superlluviosos en base a anomalías de SST positivas y negativas	43
4.4.1. SST y Humedad	43
4.4.2. Altura Geopotencial y Vientos	46
4.5. Origen de la humedad	51
5. Discusiones finales y Conclusiones	55
Bibliografía	59
Anexo	63

Capítulo 1

Introducción

La zona norte de Chile es conocida por su extrema aridez, registrando precipitaciones promedio anuales menores a 5 [mm/año] en zonas costeras y ~ 0 [mm/año] en medio del desierto de Atacama, sin embargo, la precipitación anual aumenta con la altura hacia el altiplano (figura 1.1), donde se registran montos que pueden alcanzar los ~ 100 [mm] anuales [(Vicencio, 2020), (Garreaud, 2000)]. Esto se debe a principalmente a la cuasi-permanente subsidencia sobre la zona, producida en principio por la Cordillera de los Andes y reforzada en un 70% por la circulación monzónica de Sudamérica, lo que mantiene el Anticiclón del

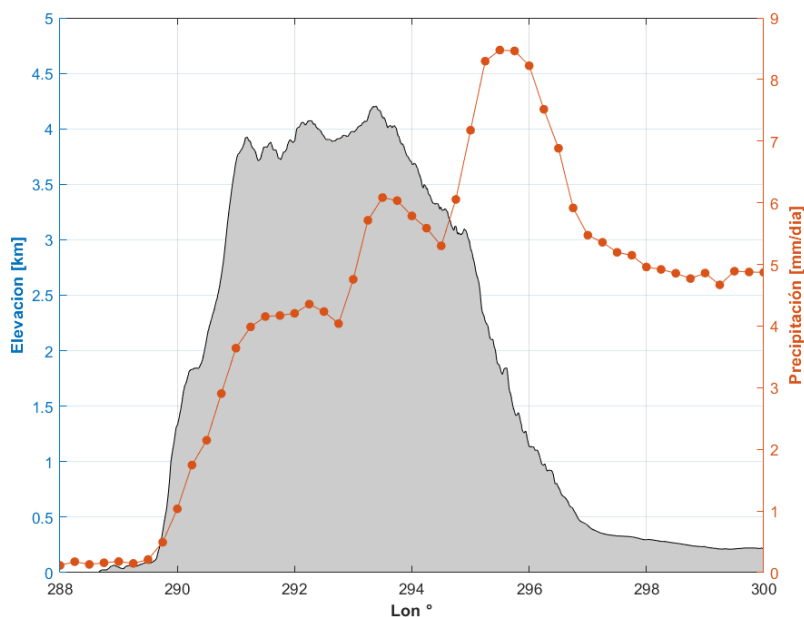


Figura 1.1: Climatología de la distribución longitudinal de precipitación promedio entre las latitudes 17.5°S y 23°S . Se calculó utilizando el reanálisis ERA5, el cual sobre estima la cantidad de precipitación (Fig. 3.2).

Pacífico Subtropical sobre el océano frente a las costas del norte de Chile, con condiciones secas y estables, dejando el aire húmedo bajo la capa de los 900 [hPa] [(Rodwell y Hoskins, 2001), (Garreaud, 1999)]. Además, se ha podido relacionar la aridez de la zona con la fuerte topografía costera, el frío océano Pacífico y circulaciones descendentes asociadas al calentamiento de la ladera oeste de los Andes (Bozkurt et al., 2016). Por último, la presencia de la Cordillera de la Costa y de los Andes funcionan como barreras que bloquean el flujo de humedad desde el Pacífico y el Amazonas respectivamente (Garreaud et al., 2010).

1.1. Precipitación en el pre-altiplano y su importancia

A pesar que la zona norte de Chile es muy árida, durante ciertos veranos australes se observan precipitaciones en la ladera oeste de la Cordillera de los Andes (pre-altiplano chileno (Figura 1.3 y 3.1), las cuales producen desastres que afectan gravemente las principales actividades económicas del lugar como la agricultura y minería (Figura 1.2) así como también a los mismos pobladores. Fenómenos como aluviones, crecidas de ríos, aislamientos y anegamientos son muy perjudiciales y se producen debido a que los suelos de esta zona no se encuentran preparados para drenar altas cantidades de precipitación por día. Por ejemplo, el 24 de febrero de 2016 las precipitaciones alcanzaron 26,8 [mm] en la región de Arica, provocando desbordes de ríos y suspensión del servicio de agua potable (T13, 2016). Durante los primeros días de febrero de 2018 se registró un aluvión en la localidad de Caspana, afectando 17 viviendas. También se produjeron deslizamientos de tierra y barro, inundaciones de casas



Figura 1.2: Mapa de los poblados mineros en las regiones de Arica, Tarapacá y Antofagasta. Los colores indican el tipo de mineral: café-cobre, amarillo-oro, rosado-(hierro, plomo, zinc y otros minerales metálicos), verde-(minería no metálica), negro-(petróleo y gas). Ubicación de faenas mineras referenciales. (SONAMI, s.f.)

y caminos cortados (CHV Noticias, 2018). Para el 1 de febrero de 2019 ya se había producido el deceso de una persona y dos desaparecidos en las regiones de Arica y Antofagasta, además de 1200 personas evacuadas debido a las crecidas de los ríos y anegamientos (El Mostrador, 2019).

El pre-altiplano corresponde a una zona de transición entre un borde costero y pampas con precipitación prácticamente inexistente (Vicencio, 2020), debido a causas ya comentadas anteriormente, tales como la subsidencia, frías aguas del océano y vientos del sur, y el altiplano, una zona semi-árida donde se producen precipitaciones no menores durante los meses de verano principalmente [(Vicencio, 2020), (Garreaud, 2000)]. Es una zona que se ha estudiado poco y posee un bajo número de estaciones meteorológicas (29) respecto al resto del país (Anexo A.1), además, varias de estas no cuentan con un registro completo de

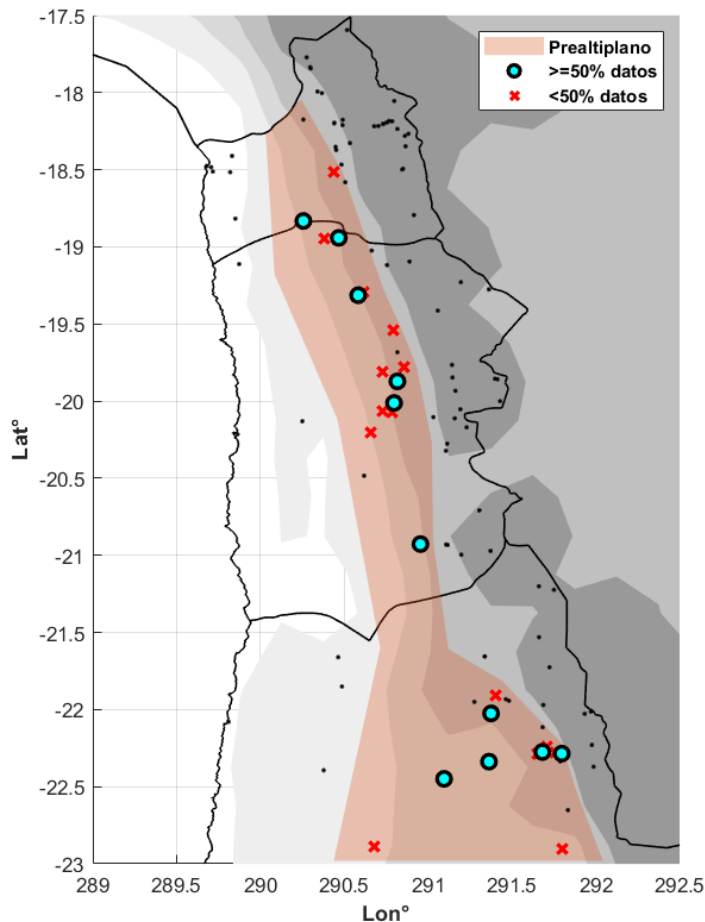


Figura 1.3: Ubicación de las estaciones meteorológicas en la zona del pre-altiplano con datos para Enero y Febrero entre 1950 y 2018. Los puntos negros indican estaciones fuera del pre-altiplano, es decir, bajo los 1500 [m.s.n.m] o sobre los 3200 [m.s.n.m].

datos para los meses de Enero y Febrero entre los años 1950-2018 (Figura 1.3), por lo que es difícil analizar las precipitaciones en base al uso de estas estaciones. Solo 11 estaciones presentan un registro con 50 % o más de datos para el periodo, todas registrando desde 1968 en adelante, algunas alcanzan mediciones de precipitación por sobre los 100 [mm] acumulados mensuales, mientras que las estaciones ubicadas más al sur, Calama y Chiu-Chiu, presentan montos casi nulos de precipitación (Figura 1.4).

Por lo establecido anteriormente, es claro que la zona del pre-altiplano chileno no se encuentra apta para recibir precipitaciones en grandes cantidades y la falta de estaciones y registros más allá de los últimos años, hacen difícil el análisis de las causas que producen la lluvia en gran escala. Es por esto que utilizando los últimos reanálisis de ERA5 en conjunto con simulaciones en HYSPLIT se espera generalizar las causas principales de las precipitaciones sobre el pre-altiplano del norte de Chile.

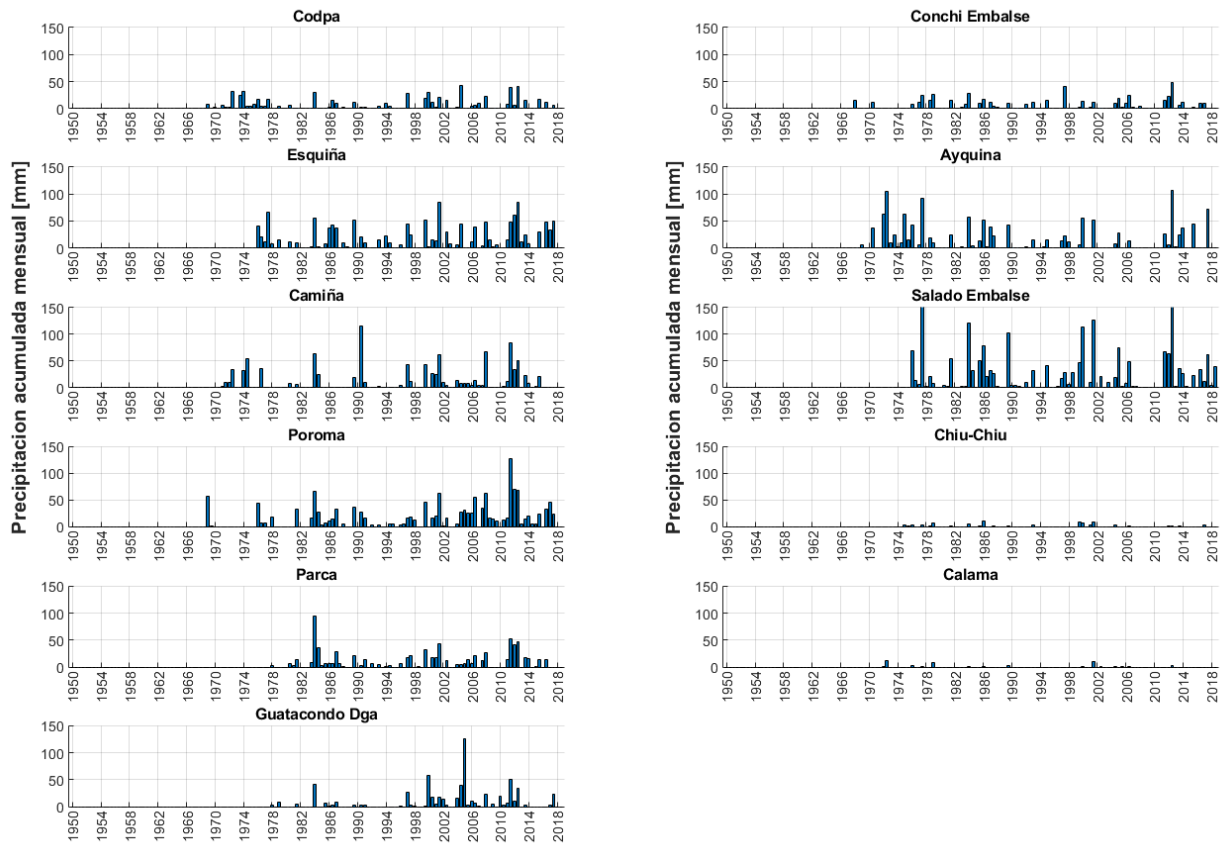


Figura 1.4: Series de tiempo para los meses de Enero y Febrero considerando las estaciones con más del 50 % de los datos disponibles para el periodo 1950-2018. Las estaciones se encuentran ordenadas de norte a sur, siendo Codpa y Esquiña las estaciones ubicadas más al norte y Calama la estación más al Sur.

A continuación se describen las causas y mecanismos que producen y afectan la precipitación en las zonas próximas al pre-altiplano chileno: el altiplano y la costa del Pacífico este.

1.2. Precipitación en el Altiplano

El Altiplano se ubica en la parte central de la Cordillera de los Andes, entre los 15°S y 22°S, tiene aproximadamente 250 [km] de ancho y una elevación promedio de 3800 [m.s.n.m.]. Hacia el oeste del Altiplano se localiza el pre-altiplano chileno, mientras que hacia el este se ubica la zona del Chaco, la cual presenta un clima tropical gracias al transporte de aire inestable (cálido y húmedo) desde la cuenca del Amazonas, una de las regiones más húmedas del planeta (Garreaud, 2000).

La precipitación sobre el Altiplano puede variar entre 200-1000 [mm] anuales, con un gradiente noreste-suroeste bien marcado como se puede observar en la figura 1.5 (Falvey y Garreaud, 2005). Cerca del 90 % de la precipitación se produce entre los meses de Noviembre a Marzo (Garreaud, 2000), pero la mayor parte (sobre el 60 %) se concentra en los meses de verano del hemisferio sur (D-E-F). Las lluvias se producen en forma de tormentas convectivas de entre una y dos semanas de duración, alternando con episodios secos de similar extensión temporal (Garreaud y Aceituno, 2001). Los episodios lluviosos (secos) se asocian a anomalías anticiclónicas (cyclónicas) que se extienden a lo largo de toda la troposfera, en conjunto con anomalías de viento este (oeste) sobre el Altiplano en un rasgo sinóptico conocido como la Alta de Bolivia [(Garreaud, 1999), (Vicencio, 2020)]. En los casos lluviosos, el calentamiento durante las primeras horas de la mañana de la ladera este de la cordillera produce un transporte de parcelas con alto contenido de vapor de agua hacia el Altiplano, el cual se intensifica debido al debilitamiento de los vientos del oeste (Garreaud, 1999), además es posible una advección horizontal de humedad en altura ya que el aire contiene cantidades similares de humedad sobre el continente y el altiplano (Falvey y Garreaud, 2005). Una vez que las parcelas húmedas (~ 7 [g/kg]) alcanzan el tope de la cordillera convergen con vientos del oeste que se trasladan por sobre la superficie del altiplano, y en conjunto con la inestabilidad producida por el calentamiento diurno superficial se produce el desarrollo de nubes convectivas y precipitación durante la tarde-noche. En los casos secos, las parcelas que alcanzan el tope del Altiplano provienen desde el lado oeste de los Andes y son más bien secas, inhibiendo la convección [(Garreaud, 1999), (Falvey y Garreaud, 2005)]. En la figura 1.6 se observa un esquema que resume los episodios con y sin precipitación sobre el altiplano.

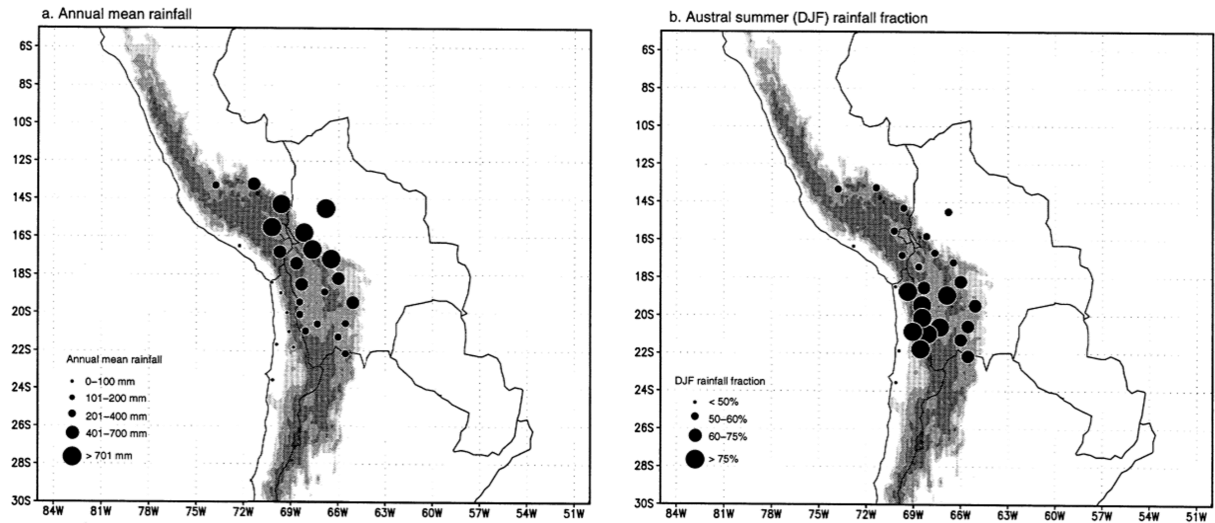


Figura 1.5: Distribución de la precipitación en el Altiplano. Los tamaños de los círculos indican la cantidad de precipitación en el panel de la izquierda. En el panel de la derecha los tamaños indican la cantidad de precipitación concentrada durante los meses de verano (DEF) respecto a la cantidad de precipitación total. (Garreaud et al., 2003)

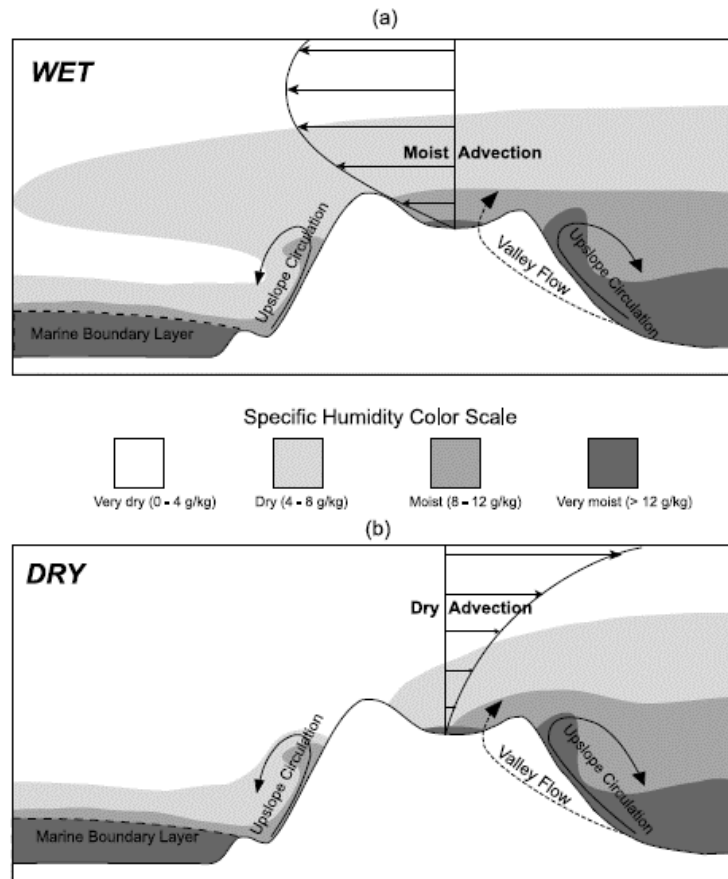


Figura 1.6: Perfil esquemático de las condiciones asociadas a episodios secos y lluviosos en el altiplano. (Falvey y Garreaud, 2005)

1.3. Precipitación en la costa

Por el lado del océano Pacífico, la tasa de precipitación anual desciende desde los 100 [mm/año] cerca de los 30°S hasta 1 [mm/año] en la zona costera del Desierto de Atacama (~20°S) (Vargas et al., 2006), posiblemente el lugar más árido de la Tierra. Es común que los montos de precipitación anual no superen los 5 [mm/año], con la mayor parte de los eventos ocurridos en la época invernal, asociados a lloviznas producidas por estratos costeros (Garreaud et al., 2010) y lluvias resultantes de frentes fríos que alcanzan la zona (ya bastante debilitados), normalmente durante eventos del Niño en conjunto con un debilitamiento del Anticiclón Subtropical y/o un mayor bloqueo de los vientos del Oeste en latitudes altas [(Vargas et al., 2006), (Garreaud y Rutllant, 1996)].

Como se explicó antes, las aguas del océano Pacífico frente a las costas chilenas son más frías que el promedio zonal debido principalmente a la surgencia costera, ayudado por cielos que frecuentemente se encuentran cubiertos por estratos, lo que produce un enfriamiento

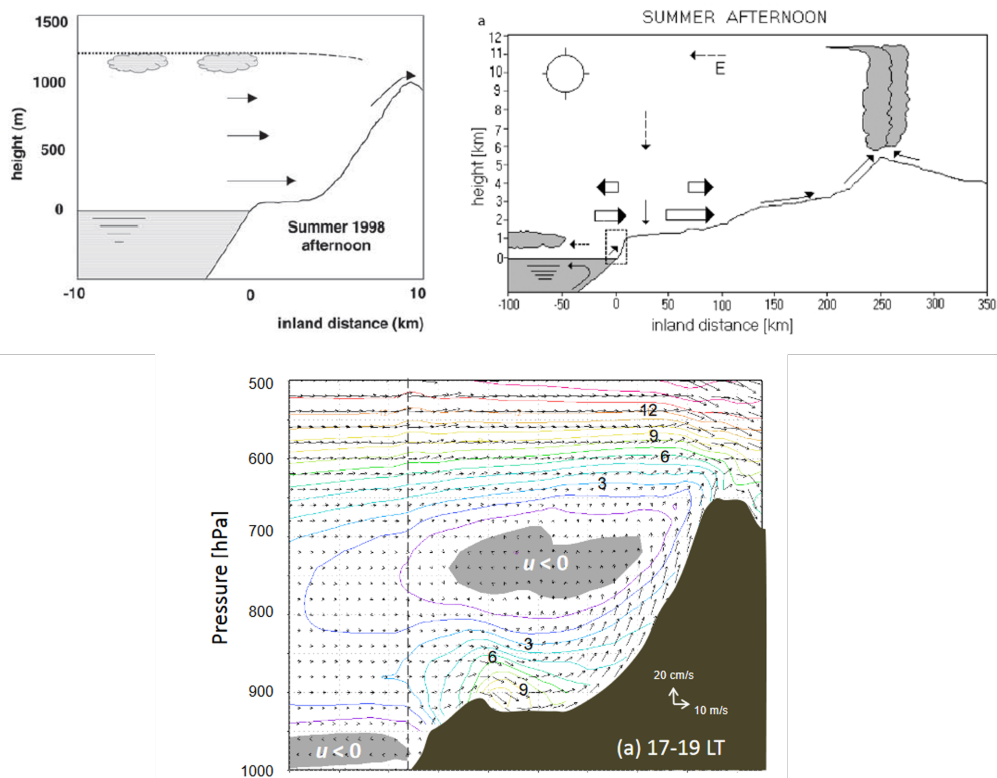


Figura 1.7: (Arriba) A la izquierda, representación esquemática de la circulación dentro de la capa límite marina en el norte de Chile. A la derecha, diagrama esquemático de los flujos de masa zonales (flechas gruesas) y flujo zonal (flechas delgadas) a lo largo de la costa árida de Chile durante las tardes de verano. El rectángulo de líneas punteadas corresponde a la sección mostrada a la izquierda. (Rutllant et al., 2003). (Abajo) Viento zonal y vertical promedio longitudinal entre 19-22°S simulado en WRF. Los contornos muestran la velocidad del viento: positivas (sólida) y negativas (discontinua) para las condiciones de la tarde 17-19 hora local. (Rutllant et al., 2013)

general de la troposfera baja, el cual es compensado con un fortalecimiento de la subsidencia costera [(Rutllant et al., 2003), (Garreaud et al., 2010)]. La orografía juega un rol importante en el paso de esta hacia los valles y el pre-altiplano, la altura de la Cordillera de la Costa alcanza los 1000 [m] de altura a tan solo ~10 [km] de la línea costera, y en conjunto con la capa límite marina (MBL) funcionan como barrera al transporte de humedad desde el océano [(Rutllant et al., 2003), (Rutllant et al., 2013)]. La altura de la MBL es controlada en su mayor parte por la SST y la subsidencia que funciona como tope superior. En la figura 1.7 se puede apreciar que durante las tardes de verano, la MBL alcanza una mayor altura y se permite el intercambio de aire en el tope de la cordillera de la Costa, además, gracias a una marcada predominancia de los vientos del oeste las parcelas húmedas que logran pasar la cordillera de la Costa son transportadas hacia el interior del continente y el pre-altiplano [(Rutllant et al., 2003), (Rutllant et al., 2013)].

Recientemente, (Vicencio, 2020) realizó un análisis para un evento de precipitación extrema ocurrido en enero de 2020, el cual abarcó la zona del sur de Perú y el norte de Chile alcanzando los mayores montos de precipitación (máximos de 117 [mm] acumulados para el periodo 19-28 de enero) sobre el área del pre-altiplano (2000 3600 [m.s.n.m]). Dado su análisis local y sinóptico de este evento sugiere que cuatro factores meteorológicos y oceánicos estuvieron presentes: (1) una circulación ciclónica de bajo nivel frente a las costas del norte de Chile, (2) una advección de humedad desde los trópicos en forma de río atmosférico producida por la misma circulación en niveles bajos, aumentando el vapor de agua y el agua precipitable sobre el desierto, (3) temperaturas de la superficie del mar por sobre lo normal y (4) una circulación local reforzada, donde los vientos del oeste en niveles bajos transportan

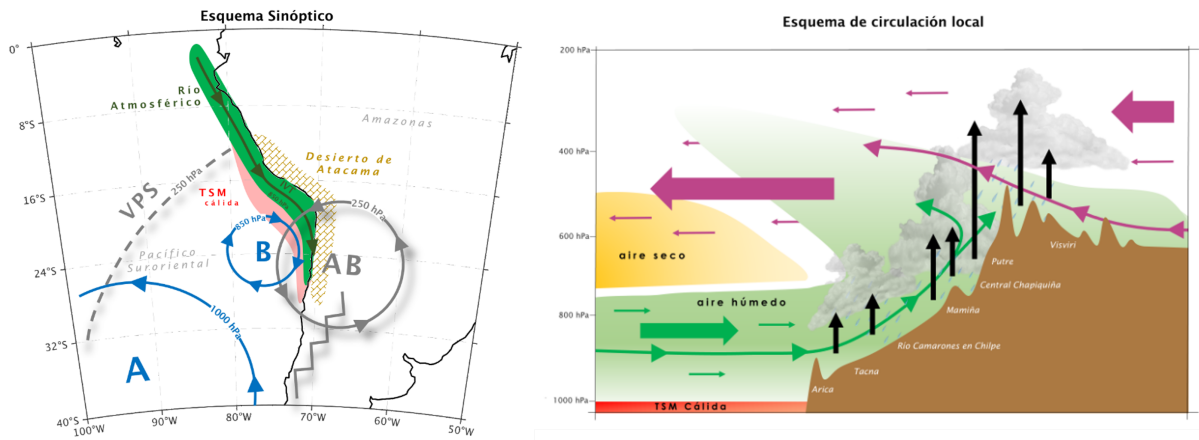


Figura 1.8: A la izquierda el esquema sinóptico de las principales características asociadas al evento de precipitación extrema de enero de 2020 en el desierto de Atacama. A la derecha un esquema representativo de un corte vertical/longitudinal entre 18-22°S para los eventos de lluvia de enero de 2020 en el desierto de Atacama. (Vicencio, 2020)

humedad desde la costa al interior del continente, desencadenando una inestabilidad ayudada por la abrupta geografía de la Cordillera de los Andes. Mecanismos 1 y 2 se observan en el panel izquierdo de la figura 1.8, mientras que los mecanismos 3 y 4 se observan en el panel derecho. Además, análisis realizados a eventos de precipitación extrema entre 2008 y 2020 sugieren que estos 4 mecanismos están vinculados a la mayoría de días con alta precipitación en el sur de Perú y el norte de Chile (Vicencio, 2020).

1.4. Fenómeno del Niño (ENSO) y el Patrón PSA

El Niño Southern Oscillation (ENSO) corresponde a una variación de la temperatura superficial del mar (SST) en el Pacífico tropical, donde temperaturas más altas o más frías que el promedio climatológico se denominan eventos de El Niño y La Niña respectivamente (Wang et al., 2017). Los mecanismos que explican el ENSO se han descrito como una oscilación del sistema acoplado océano-atmósfera (O-A) basados en la hipótesis de Bjerknes acerca de las retroalimentaciones positivas del sistema y la dinámica del océano asociada a la termoclina para explicar la existencia y oscilación entre las dos fases respectivamente (Sarachik y Cane, 2010). El clima de Sudamérica (SA) exhibe una fuerte conexión con el fenómeno del Niño, afectando las temperaturas y precipitaciones de manera regional en distintos puntos del continente, por ejemplo, durante eventos del Niño se produce una disminución de las lluvias en el Amazonas y la parte noreste de SA, mientras que un aumento de las precipitaciones se produce en la costa oeste de Ecuador, Perú y Colombia y el sureste de SA (Cai et al., 2020). Los efectos del ENSO en SA se pueden explicar mediante forzantes locales o teleconexiones. Durante un evento del Niño, el calentamiento de las aguas del océano produce un aumento de la convección y las precipitaciones locales, por ejemplo en las costas de Ecuador y Perú. Por el lado de las teleconexiones existen dos caminos, el primero tiene que ver con cambios en la Celda de Walker debido a un desplazamiento de la convección hacia el Pacífico ecuatorial este, lo que a su vez produce movimientos descendientes anómalos en la parte ecuatorial este de SA, disminuyendo las precipitaciones en esta zona (Figura 1.9). La segunda teleconexión encuentra camino por los extratropicos, en un patrón denominado *Pacific South American* (PSA), el cual corresponde a ondas de Rossby estacionarias que se generan por la convección anómala en el Pacífico tropical y se traducen en anomalías positivas y negativas de presión atmosférica intercaladas que se extienden por las latitudes medias hasta el Atlántico (Figura 1.9). Múltiples efectos acompañan estas anomalías de presión en SA, por ejemplo, durante un evento del Niño se ubican anomalías negativas sobre las latitudes medias y anomalías positivas en los subtrópicos al este de SA, favoreciendo la advección de humedad desde el Atlántico y el *South American Low Level Jet* (SALLJ). Además, anomalías positivas de presión se ubican al suroeste de SA, en los mares de Amundsen y Bellinghausen, bloqueando el paso y desplazando las tormentas hacia Chile central [(Cai et al., 2020), (Montecinos y

Aceituno, 2003), (Rutllant y Fuenzalida, 1991)].

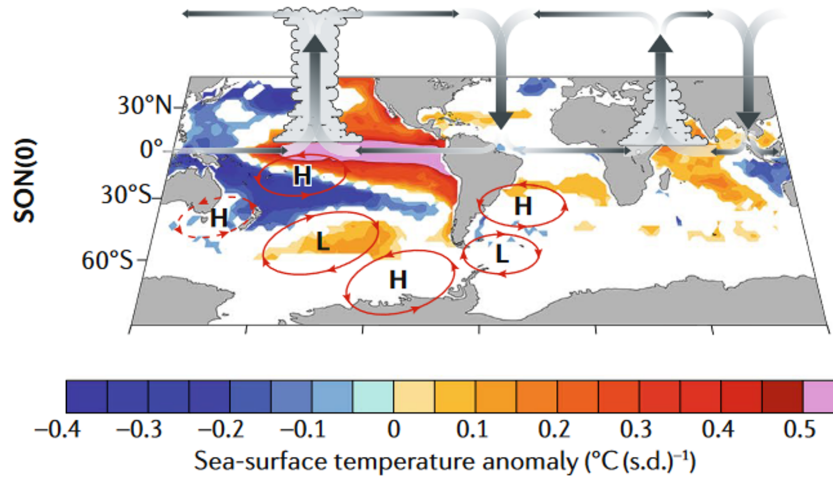


Figura 1.9: Anomalía de la Temperatura superficial del mar asociada a eventos del Niño durante Septiembre-Octubre-Noviembre (SON). Además, por sobre el mapa se puede observar la circulación de Walker y las teleconexiones asociadas a la *PSA*, representadas como secuencias de altas y bajas presiones. Adaptada de (Cai et al., 2020)

Las anomalías de SST durante los eventos del ENSO se pueden dividir según la ubicación de las máximas amplitudes en *Central Pacific* (CP) y *Eastern Pacific* (EP) (Figura 1.10). En general, los eventos del Niño suelen presentar mayores anomalías de SST en los casos EP, mientras que los eventos de la Niña las presentan durante los casos CP. Los eventos CP y EP del ENSO conllevan impactos opuestos o dispares en Sudamérica debido a las diferentes eficiencias que producen en los patrones de teleconexión de los trópicos y los extra trópicos (Cai et al., 2020), efectos sobre la precipitación y la temperatura superficial durante la época de verano se pueden observar en la Figura 1.11.

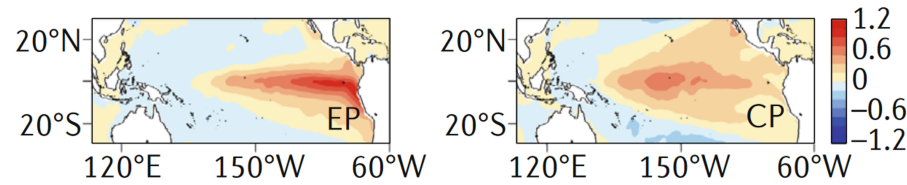


Figura 1.10: Patrones del ENSO CP y EP en base a anomalías de Temperatura superficial del mar para Diciembre-Enero-Febrero (DEF) entre 1948 y 2016. Adaptado de (Cai et al., 2020).

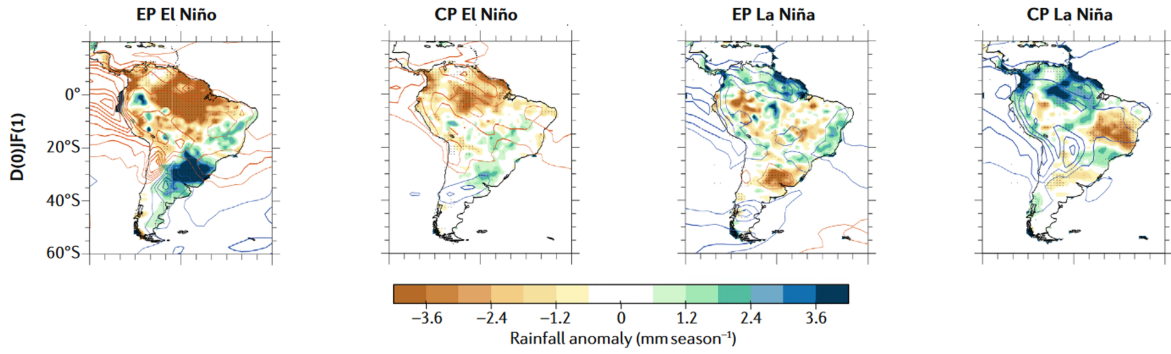


Figura 1.11: Compuesto de precipitación (colores) y anomalías de temperatura superficial (contornos) para El Niño CP y EP y la Niña CP y EP durante DEF. Adaptado de (Cai et al., 2020).

Se ha demostrado que parte de la variación interanual de la precipitación sobre el Altiplano puede ser asociada al ENSO, observando una tendencia a condiciones húmedas durante eventos de La Niña y condiciones secas durante eventos de El Niño, aunque no se ve una relación directa entre casos extremos del Niño/Niña y casos extremos de sequía/precipitación. De todas formas, la relación entre ENSO y precipitación sobre el Altiplano es débil, lo que puede deberse en parte a la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones, y por otro lado, a la sensibilidad respecto a la ubicación de las anomalías de viento zonal en los trópicos y subtrópicos asociadas a el calentamiento/enfriamiento de la troposfera tropical durante las fases de El Niño y La Niña respectivamente [(Garreaud y Aceituno, 2001), (Vuille, 1999), (Ronchail, 1995), entre otros].

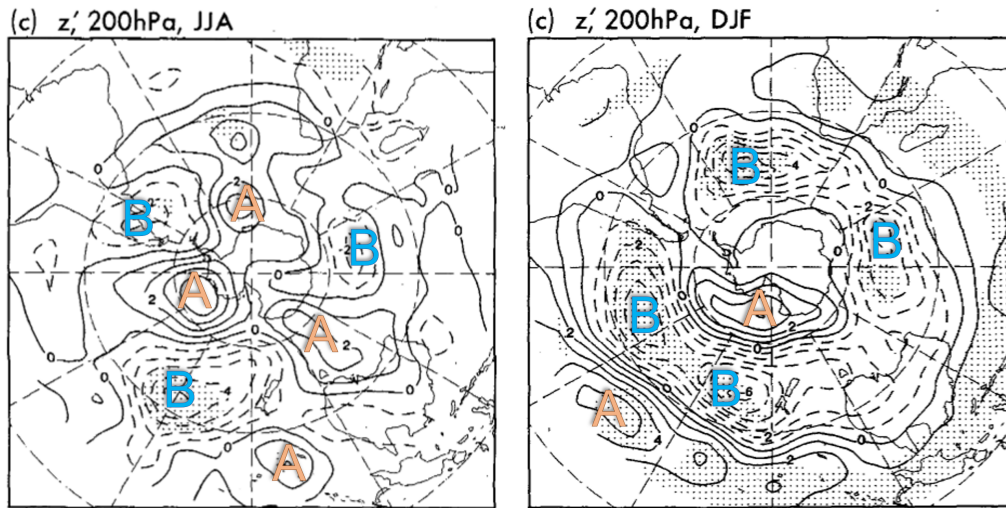


Figura 1.12: Compuesto para invierno (JJA - panel izquierdo) y verano (DEF- panel derecho) de anomalías de altura geopotencial en 200 [hPa] (dam) para tres eventos del Niño. Los contornos negativos se muestran en línea discontinua y los puntos significativos al 95 % se encuentran sombreados. Las letras A y B marcan los centros de las anomalías anticiclónicas y ciclónicas respectivamente. Adaptada de (Karoly, 1989).

Como se explicó antes, la PSA es un patrón de ondas de Rossby que se extiende desde Australia hasta Sudamérica a través del océano Pacífico sur, asociado al fenómeno del Niño y el consecuente aumento de temperatura superficial del mar y convección sobre los trópicos ((Karoly, 1989)). Durante el invierno del hemisferio sur (JJA) es normal que comience la etapa de desarrollo de un evento del Niño (Figura 1.12, panel izquierdo) con bajas pero crecientes anomalías positivas de SST y convección sobre el Pacífico ecuatorial, mientras que durante la época de verano (DEF o *DJF*) se alcanza la etapa madura del evento (Figura 1.12, panel derecho) con anomalías uniformes y de mayor magnitud sobre casi todo el Pacífico tropical [(Karoly, 1989), (Sarachik y Cane, 2010)]. En la figura 1.12 se pueden observar las anomalías de altura geopotencial en 200 [hPa] promedio para 3 eventos del Niño, durante DEF se observa una disminución de la altura en latitudes medias y un aumento sobre las latitudes bajas en un patrón zonalmente simétrico. Por el lado de los meses de JJA se puede apreciar el tren de ondas de la PSA, el cual es variable en ubicación y amplitud para cada evento del Niño, y es congruente con ondas de Rossby generadas como respuesta a un forzante de latitudes bajas, además, la mayor variabilidad de las anomalías durante esta temporada puede estar asociada a la etapa de desarrollo del evento del Niño con anomalías de SST geográficamente más dispares que durante la etapa madura (Karoly, 1989). En un análisis numérico considerando más eventos del Niño y la Niña, Szeredi en 1987 muestra que la correlación entre el índice SOI (*Southern Oscillation Index*) y el promedio estacional de la altura geopotencial en 200 [hPa] generan patrones muy similares a los observados en la figura 1.12 (Karoly, 1989).

Capítulo 2

Hipótesis y objetivos

2.1. Hipótesis

¿Por qué llueve en el pre-altiplano chileno? ¿Cuáles son las condiciones sinópticas que determinan la ocurrencia de la precipitación? ¿Hay influencia del fenómeno del Niño? Para responder estas preguntas, se han generado dos hipótesis en torno a las causas de la precipitación en el pre-altiplano del norte de Chile:

1. Una anomalía de vientos del este en altura produce un desplazamiento de las lluvias del altiplano, dejando precipitaciones en la ladera oeste de la Cordillera de los Andes. (Figura 2.1, panel 1.)
2. Un aumento de la temperatura superficial del mar (más agua precipitable (PW)) y de la altura de la capa límite marina producen un transporte de humedad suficiente para generar precipitación sobre el pre-altiplano. (Figura 2.1, panel 2.)

2.2. Objetivos

2.2.1. General

Identificar los mecanismos que controlan la precipitación pre-altiplánica de verano en el norte de Chile

2.2.2. Específicos

1. Determinar los episodios lluviosos y secos para los meses de verano entre 1948-2021 a escala mensual.
2. Analizar las condiciones atmosféricas predominantes en episodios lluviosos y secos.
3. Establecer la influencia de los vientos del este y la temperatura superficial del mar en la precipitación pre-altiplánica.
4. Determinar la influencia del ENSO en las precipitaciones.
5. Establecer el origen de la precipitación mediante el análisis de trayectorias (HYSPLIT).

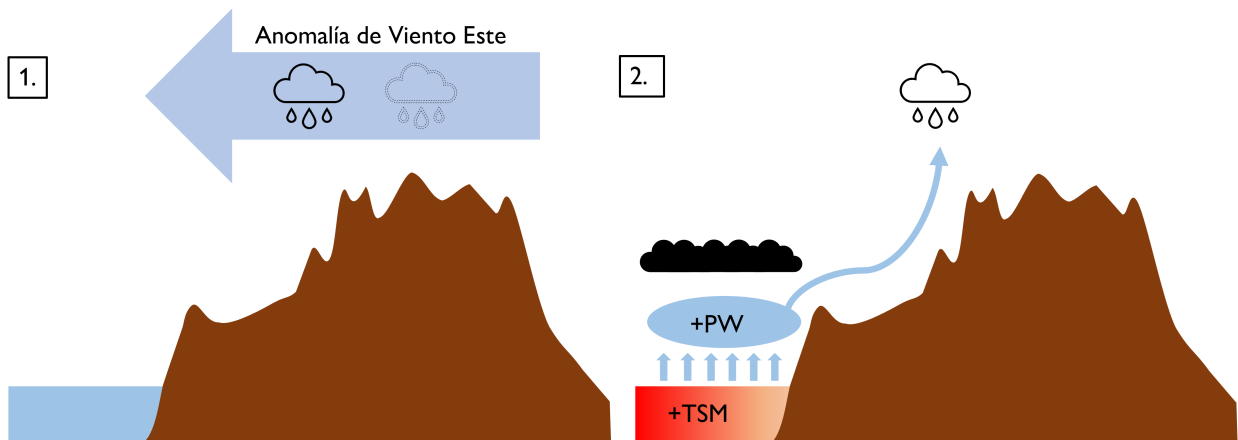


Figura 2.1: Diagramas representativos para cada hipótesis.

Capítulo 3

Metodología y datos

3.1. Zona de estudio

La zona del pre-altiplano del norte de Chile se define como el área ubicada entre los 17.5°S y 23°S con elevaciones comprendidas entre los 1500 y 3200 [m.s.n.m]. Para los análisis sobre variables de interés se definen áreas poligonales (Fig. 3.1) representativas para el cálculo de promedios.

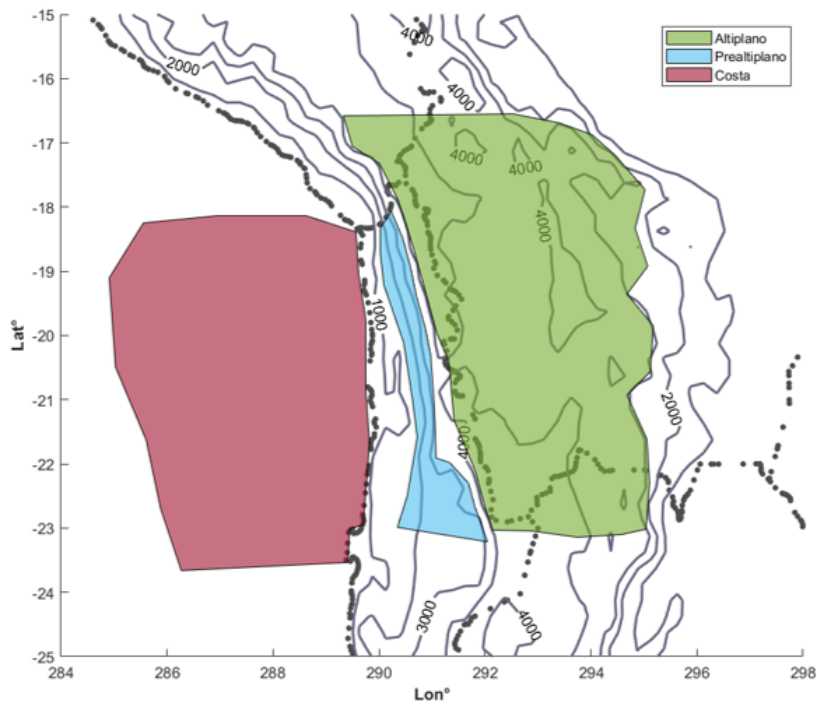


Figura 3.1: Áreas poligonales.

3.2. Datos

3.2.1. Estaciones Meteorológicas

Las estaciones meteorológicas utilizadas se pueden observar en la figura 1.3 y sus datos en la tabla 3.1, los cuales fueron extraídos desde la base de datos del CR2 (CR2). Corresponden a datos de precipitación acumulada diaria registrados por diversas estaciones de la Dirección Meteorológica de Chile y la Dirección General de Aguas.

Tabla 3.1: Estaciones meteorológicas en la zona del pre-altiplano con un porcentaje de datos de precipitación diaria mayor al 50 % para Enero y Febrero entre 1950 y 2018.

Nombre	Longitud	Latitud	Altura [m]
Codpa	-69,74	-18,83	1870
Esquiña	-69,53	-18,94	2170
Camiña	-69,41	-19,31	2500
Poroma	-69,18	-19,87	2880
Parca	-69,20	-20,01	2650
Guatacondo Dga	-69,04	-20,92	2460
Conchi Embalse	-68,62	-22,02	3010
Ayquina	-68,31	-22,27	3031
Salado Embalse	-68,20	-22,28	3200
Chiu-Chiu	-68,63	-22,33	2524
Calama	-68,90	-22,44	2300

3.2.2. Reanálisis ERA5

Los reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020) presentan una resolución espacial de 0.25° y se encuentran disponibles entre 1950-1978 (versión preliminar) y entre 1979-actualidad. Para el análisis de variables se empleó el periodo 1950-2021, por lo que se utilizaron 72 meses de Enero y 72 de Febrero. En la tabla 3.2 se describen las variables utilizadas. Para los análisis se utilizan cálculos de promedios, compuestos, anomalías, climatologías (periodo 1981-2010) y estadísticos tipo Montecarlo.

En la figura 3.2 se pueden observar las series de tiempo de precipitación acumulada mensual para enero y febrero registradas por las estaciones meteorológicas (Tabla 3.1) y el reanálisis ERA5, este último calculado como el promedio sobre el área del pre-altiplano. Estas

series presentan una correlación $r = 0.72$, lo que explica un 50 % de la varianza conjunta. Además, se debe tener en cuenta que las diferencias de magnitud de la precipitación entre ambas series es alta, en promedio ~ 40 [mm] y máximas de hasta 100 [mm], por lo que no es una muestra fiel de la realidad. Esto puede deberse a una sobre estimación del reanálisis y/o a la falta de estaciones en la zona de estudio. Se considera que la relación entre ambas series de tiempo es suficiente para validar la utilización del reanálisis ERA5 para los posteriores análisis de precipitación.

Tabla 3.2: Variables ERA5

Variable	Nivel	Resolución temporal
Altura Geopotencial (Z)	850 y 200 [hPa]	Mensual
Viento Horizontal (U y V)	850 y 200 [hPa]	Mensual
SST	Superficie	Mensual
Precipitación Total (TP)	Nivel único	Mensual y Diaria
Humedad específica (q)	1000-100 [hPa]	Mensual

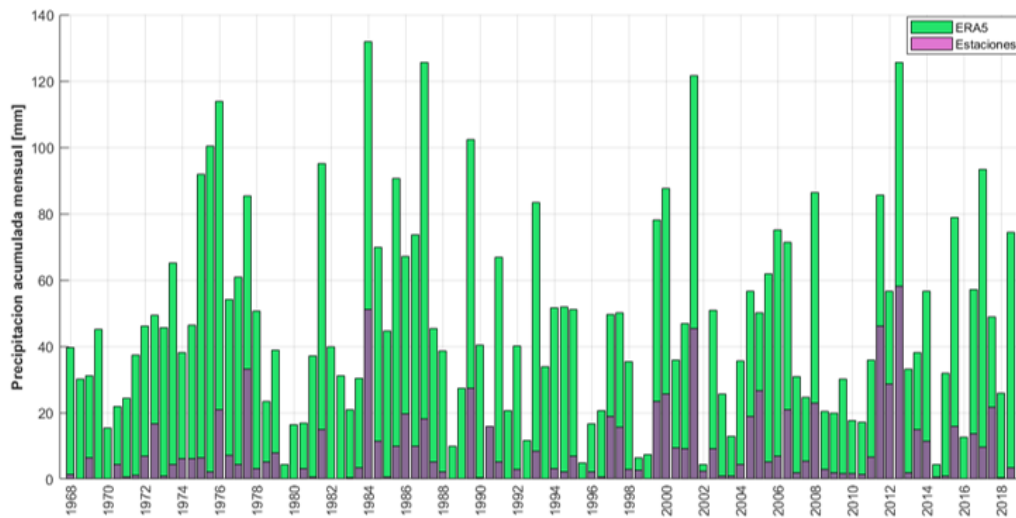


Figura 3.2: Series de tiempo de precipitación acumulada mensual para Enero y Febrero entre 1968 y 2018 registradas por las estaciones (promedio de estaciones en el pre-altiplano) y por el reanálisis ERA5 (promedio sobre el polígono del pre-altiplano).

3.2.3. Datos extra

Para analizar la influencia del fenómeno del Niño se utiliza el índice ONI (Oceanic Niño Index), utilizado por la *National Oceanic and Atmospheric Administration* como índice prin-

cial para el seguimiento del ENSO (NOAA, s.f.). El índice se calcula en base al promedio de la anomalía de SST en el Pacífico tropical central este considerando 3 meses (mes anterior, mes actual y mes siguiente), es decir, se obtiene con un mes de desfase y el umbral para determinar si se está bajo un periodo Niño o Niña es de $\pm 0.5^{\circ}C$.

Para complementar el análisis de la influencia de las precipitaciones en la zona se utiliza el Índice de Vegetación Normalizado (NDVI) obtenido por el satélite MODIS-TERRA (Didan, 2015). Corresponden a datos mensuales, con resolución espacial de 0.05° y datos disponibles desde Febrero del 2000.

3.2.4. HYSPLIT

HYSPLIT es el acrónimo de *Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*, y es un modelo perteneciente a la NOAA capaz de calcular trayectorias de parcelas, transporte complejo, dispersión, transformaciones químicas y simulaciones de depósitos. Puede ser utilizado para obtener trayectorias hacia el futuro (*forward trajectories*) o hacia el pasado (*backward trajectories*), haciendo uso de una aproximación lagrangiana, es decir, siguiendo el movimiento de las parcelas de aire en base a los campos de viento (Yang et al., 2020). En la ecuación 3.1 se muestra el cálculo básico de HYSPLIT para el cómputo de trayectorias, determinando la posición de la parcela en el tiempo $t + \Delta t$ (Stein et al., 2015).

$$\vec{P}_{mean}(t + \Delta t) = \vec{P}_{mean}(t) + \frac{1}{2} \left[\vec{V}(\vec{P}_{mean}, t) + \vec{V}(\{\vec{P}_{mean}(t) + [\vec{V}(\vec{P}_{mean}, t) \Delta t]\} t + \Delta t) \right] \Delta t \quad (3.1)$$

Autores como (Yang et al., 2020) y (Xu et al., 2020) han utilizado HYSPLIT para determinar las fuentes y el transporte de vapor de agua en Asia. En el presente trabajo, el análisis de trayectorias con HYSPLIT corresponde a un cálculo de *backward trajectories* para determinar las fuentes de humedad sobre el pre-altiplano. Se utiliza la base de datos de los reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) debido a que posee mayor cantidad de años disponibles. Corresponden a datos diarios con resolución espacial de 2.5° y resolución temporal de 6 horas. Las trayectorias se calcularon para todos los días de los meses de la tabla 3.3 a las 20 UTC y con 48 horas (hacia el pasado) de cómputo. La ubicación inicial de la parcela se encuentra en $[20^{\circ}S, 70^{\circ}W]$ y se tomaron 3 niveles de altura $[500, 1000, 2000]$ metros sobre

el nivel de la superficie local.

Tabla 3.3: Meses utilizados para correr el modelo HYSPLIT

Anomalía SST-	Anomalía SST+
Enero 1955	Febrero 1975
Enero 1961	Enero 1984
Enero 1975	Enero 1987
Enero 1976	Febrero 1989
Febrero 1977	Febrero 2001
Febrero 1981	Enero 2008
Enero 2000	Febrero 2012
Enero 2006	Febrero 2019

Capítulo 4

Resultados y Discusión

4.1. Precipitación en el pre-altiplano

Para los análisis posteriores se utilizan solo datos del reanálisis ERA5. Además, se consideraron solo los meses de Enero y Febrero ya que son los que concentran la mayor parte de la **precipitación en el pre-altiplano** (PPA) y son más similares en su distribución. Durante Diciembre y Marzo la ocurrencia de lluvias es menos frecuente y de menor magnitud, mientras que el resto de los meses presentan montos casi nulos (Anexo A.2). En la figura 4.1 se puede apreciar la distribución de la precipitación promedio mensual en el pre-altiplano considerando todos los meses de Enero y Febrero disponibles. Los rangos varían desde los 0 [mm/día] hasta los 4.5 [mm/día], lo que es equivalente a una precipitación acumulada mensual de ~ 130 [mm]. El cuartil del 75% corresponde a 2 [mm/día] promedio o ~ 60 [mm] acumulados y se observa la máxima frecuencia de eventos con magnitudes cercanas a ~ 1 [mm/día].

Para identificar una relación entre la cantidad de **precipitación en el altiplano** (PA) y el pre-altiplano se realizó un ajuste lineal a todos los datos, obteniendo un $R^2 = 0.34$ (Figura 4.2.a) lo que indica que un 34% de la varianza de la PPA se puede explicar por la PA. Es un valor bajo, por lo que otros factores deben estar implicados en la formación de la precipitación sobre el pre-altiplano chileno. En la misma figura se puede observar una alta dispersión de los datos alrededor del ajuste lineal, pero llama la atención que todos los puntos por sobre el cuartil del 75% (C75, recuadro azul en la figura 4.2) se encuentran por sobre el ajuste, indicando que la PPA registrada sobrepasa la cantidad esperada, mientras que la mayoría de los puntos bajo el C75 (recuadro naranja en la figura 4.2) aparecen bajo

el ajuste, indicando que la PPA se encuentra bajo lo esperado. Debido a esto, se presupone que existen dos regímenes, uno para los datos sobre el C75 y otro para los datos restantes, por lo que se realizan dos ajustes lineales obteniendo en ambos un R^2 menor al obtenido con un solo ajuste (Figura 4.2.b), en consecuencia, la variabilidad explicada es menor. A simple vista, las pendientes de ambos ajustes son similares pero el intercepto es mucho mayor en el ajuste lineal para los datos sobre C75 dando a entender que es un régimen con valores más altos de precipitación en general.

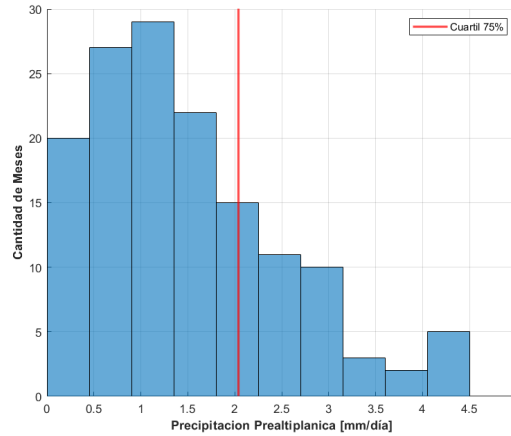
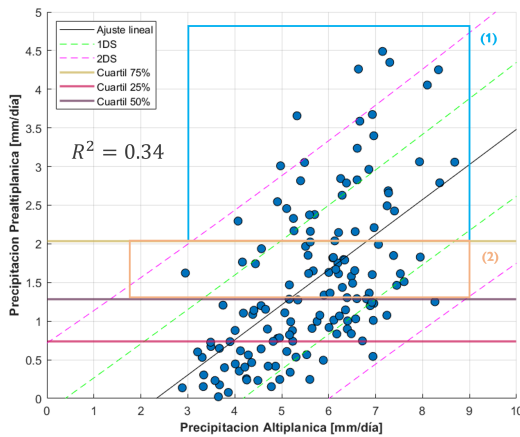
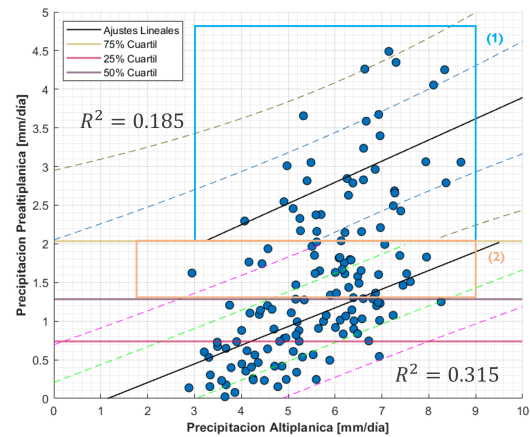


Figura 4.1: Histograma de la precipitación diaria pre-altiplánica promedio mensual. Datos del reanálisis ERA5.



(a) PPA vs PA - 1 ajuste



(b) PPA vs PA - 2 ajustes

Figura 4.2: Relación entre la precipitación pre-altiplánica (PPA) y altiplánica (PA). Las líneas continuas corresponden a (a) 1 ajuste lineal y (b) 2 ajustes lineales. Las líneas horizontales corresponden a los cuartiles del 25 %, 50 % y 75 %. Las líneas segmentadas corresponden a una y dos desviaciones estándar. El cuadro 1 corresponde a los meses considerados superlluviosos (SLL) y el cuadro 2 a los lluviosos (LL) en el pre-altiplano. Se utilizó el reanálisis ERA5 y se consideraron todos los meses de Enero y Febrero disponibles.

El cuadro 1 en la figura 4.2.a corresponde a los valores que cumplen la condición $PPA \geq C75$ y se denominan meses superlluviosos (SLL, 37 meses), mientras que el cuadro 2 son aquellos valores que cumplen la condición $C75 > PPA \geq C50$ y se denominan meses lluviosos (LL, 36 meses). Se consideran meses normales (N, 36 meses) los que cumplen con $C50 > PPA \geq C25$ y meses secos (S, 35 meses) todos aquellos con $PPA < C25$. En la tabla 4.1 se muestran los valores de precipitación para cada cuartil. En los casos SLL, todos los valores se encuentran por sobre el ajuste lineal, en su mayoría por sobre una desviación estándar y un par de casos por sobre las dos desviaciones estándar. Los casos LL tienen una distribución más equitativa respecto al ajuste lineal, mientras que los casos no correspondientes a ninguna de las categorías anteriores se ubican en su gran parte bajo el ajuste lineal, con una dispersión más baja y concentrados entre el ajuste lineal y una desviación estándar negativa.

Tabla 4.1: Cuartiles de la distribución de precipitación pre-altiplánica.

Cuartil [%]	Precipitación [mm/día]
75	2.04
50	1.28
25	0.74

Para apreciar las diferencias entre meses S, LL y SLL, se realizó un análisis en base a la distribución de la precipitación diaria, es decir, separar la precipitación por tramos y calcular cuantos días precipitó tal cantidad para cada mes. Esto se puede apreciar en el boxplot de la figura 4.3 junto con un resumen de valores promedio en la tabla 4.2. Como era de esperar, los meses secos muestran una alta cantidad de días con precipitaciones bajo los 0.5 [mm/día] y casi nunca alcanzan montos mayores a 2 [mm/día]. En tanto los meses LL presentan una mayor cantidad de días con precipitaciones entre los 0 y 4 [mm/día] respecto a los meses SLL, alrededor de ~27 días versus ~21 días respectivamente. En los casos SLL las precipitaciones por sobre los 4 [mm/día] se producen más frecuentemente que en los casos LL, demostrando

Tabla 4.2: Resumen distribución de precipitación diaria en el pre-altiplano.

PPA [mm/día]	Secos [días]	Lluviosos [días]	Superlluviosos [días]
$PPA < 0.5$	21.9 ± 4.5	6.0 ± 3.9	3.7 ± 3.2
$0.5 \geq PPA < 2$	6.7 ± 4.0	14.8 ± 3.8	9.3 ± 3.5
$2 \geq PPA < 4$	0.8 ± 1.1	6.8 ± 2.8	8.6 ± 3.8
$4 \geq PPA < 6$	0.1 ± 0.3	1.4 ± 1.2	4.5 ± 2.4
$PPA \geq 6$	0.0 ± 0.0	0.6 ± 1.0	3.2 ± 2.3

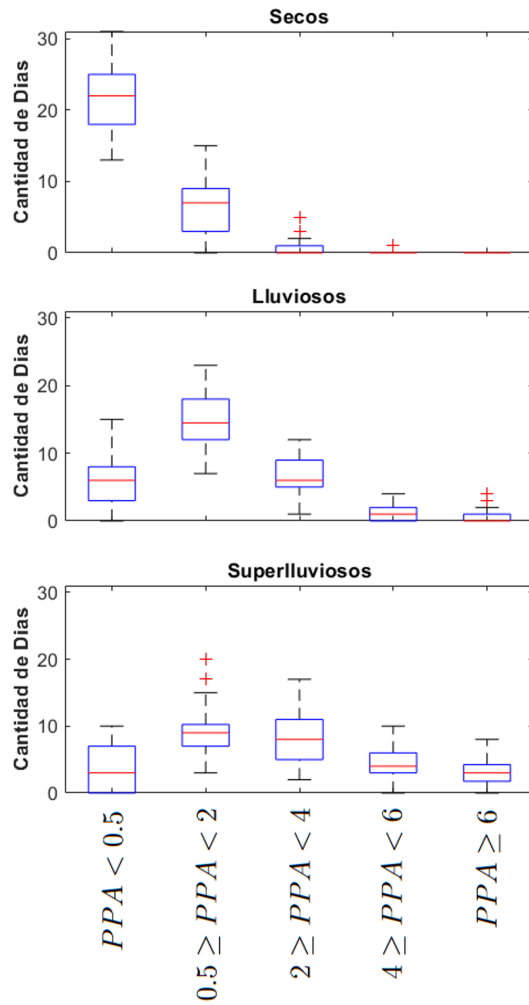


Figura 4.3: Boxplot de la distribución de la precipitación diaria en el pre-altiplano para meses secos, lluviosos y superlluviosos. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

que la diferencia de precipitación entre ambos casos es debido a un mayor número de días con precipitación de mayor magnitud. Cabe destacar que existen muy pocos días con precipitación nula (0 [mm]), lo que puede ser una de las razones de la sobre estimación que se observa en la figura 3.2, puesto que en la realidad es muy difícil que precipite todos los días de un mes en esta zona.

Al observar las secuencias de Enero-Febrero para cada año no se aprecia una clara tendencia. De los 72 años estudiados, las combinaciones más lluviosas (SLL-LL) se obtienen en 20 años, mientras que las combinaciones más secas se obtienen (N-S) en 19 años.

		Enero			
		SLL	LL	N	S
Febrero	SLL	6	5	3	2
	LL	6	3	3	6
	N	6	7	4	5
	S	3	3	4	6

Figura 4.4: Secuencias de Eneeros y Febreros. Para cada año se obtiene una clasificación dependiendo del tipo del primer mes y el consecuente segundo mes.

4.2. Caracterización de meses secos, lluviosos y super-lluviosos

4.2.1. Distribución geográfica de la precipitación

Para observar como se comporta la precipitación desde la costa del norte de Chile hasta los valles al lado este del altiplano se calculó la precipitación promedio para cada longitud entre los 15.5°S y los 23°S. En la figura 4.5 la zona del pre-altiplano y la parte oeste del altiplano presentan una distribución opuesta a la ladera este de la Cordillera de los Andes al observar meses LL-SLL y meses secos. La precipitación aumenta desde la costa del Pacífico este hacia la cordillera, en los casos SLL alcanzan los ~5 [mm/día] en la parte más alta del pre-altiplano (~3000 [m.s.n.m.]) mientras que los casos LL alcanzan valores cercanos a ~4 [mm/día] y los casos secos ~1 [mm/día]. Hacia la ladera este de la cordillera, las precipitaciones alcanzan sus valores máximos, entre 8 y 9 [mm/día] y el patrón se invierte, los casos secos en el pre-altiplano pasan a ser los más lluviosos. Algo similar ocurre entre casos LL y SLL, ya que desde la zona baja la ladera oeste de la cordillera hasta la mitad del altiplano los meses SLL presentan mayor precipitación que los casos LL, pero al observar las tierras bajas al interior del continente son los casos LL los que presentan mayor precipitación. Para comprobar la significancia estadística de estas diferencias se realizó un test de Montecarlo en cada punto de la figura 4.5, permutando múltiples veces las series de meses SLL, LL y S. Como se puede apreciar en ambas gráficas, la diferencia entre SLL y S es muy importante sobre la zona del pre-altiplano y el altiplano, así como también sobre los 300°E, indicando que es significativo el patrón antes comentado en las zonas asociadas a los puntos amarillos. El caso de las diferencias entre meses SLL y LL es similar al anterior pero dejan de ser significativas las diferencias en la zona del pre-altiplano chileno y el borde oeste del altiplano, por lo que el patrón solo sería influyente en la zona centro y este del altiplano. En el lado derecho de la figura 4.5.b se pueden apreciar las curvas sin la climatología, observando que las máximas anomalías se producen justo en el borde oeste del altiplano y en general disminuyen en

magnitud hacia el este, lo que indica que las precipitaciones tienden a ser más constantes en esa zona. La anomalía de los casos LL es más pequeña y el máximo se alcanza con un pequeño desfase hacia el este. En general se puede establecer que los casos SLL exhiben mayor precipitación desde el pre-altiplano chileno hasta el borde este del altiplano, concentrando las diferencias más grandes en el borde oeste, además los casos secos en el pre-altiplano son los que presentan mayor precipitación sobre el interior del continente. Esto coincide con la hipótesis de un aumento de los vientos del este puesto que las precipitaciones serían desplazadas desde el interior del continente y la precordillera al este de los Andes hacia el altiplano y pre-altiplano chileno.

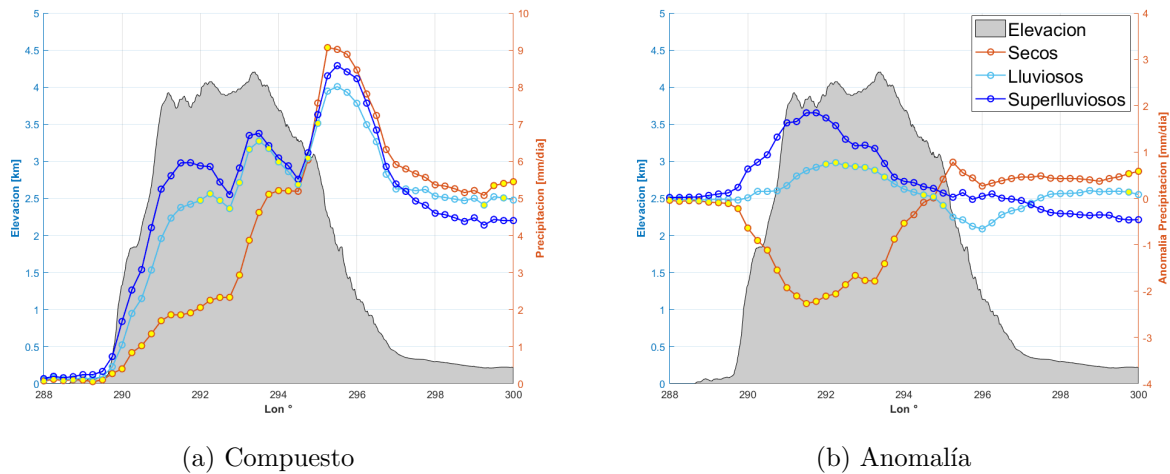


Figura 4.5: Distribución longitudinal de precipitación promedio entre las latitudes 17.5°S y 23°S para meses secos, lluviosos y superlluviosos. Los puntos amarillos indican una significancia estadística al 90 % de la magnitud de la diferencia entre las curvas SLL-LL (curva celeste) y SLL-S (curva naranja). Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

En la figura 4.6 se puede observar que durante los meses secos en el pre-altiplano, la anomalía de precipitación se extiende hacia el norte de Sudamérica, afectando Perú, Ecuador, Colombia, Venezuela y el norte de Brasil, mientras que la zona del Amazonas presentan anomalías positivas significativas. En los casos superlluviosos, la mayor anomalía se concentra en la zona del pre-altiplano y las máximas anomalías muestran un patrón similar a los casos secos pero con signo opuesto. Los casos lluviosos concentran la anomalía en el pre-altiplano y la parte oeste del altiplano pero en menor magnitud que los casos SLL. Las anomalías de casos secos y superlluviosos se condicen con patrones similares para veranos Niño (S) y Niña (SLL) expuestos en (Garreaud et al., 2009), además el patrón dipolar de la precipitación sobre el pre-altiplano/altiplano y sobre la SACZ (*South Atlantic Convergence Zone*) es significativo y ya ha sido observado por (Garreaud, 1999) para casos de convección en el altiplano. Por el lado del océano Pacífico, se observa una disminución de las precipitaciones en la zona ecuatorial durante los casos LL y SLL, así como también una significativa anomalía positiva

de precipitación de forma alargada frente a las costas de Australia, zona denominada SPCZ (*South Pacific Convergence Zone*), mostrando un patrón similar para casos SLL al observado en (Brown et al., 2020) para veranos de la Niña. Por otro lado, en los casos secos muestran pequeñas anomalías positivas y negativas a lo largo de todo el océano. Los patrones durante

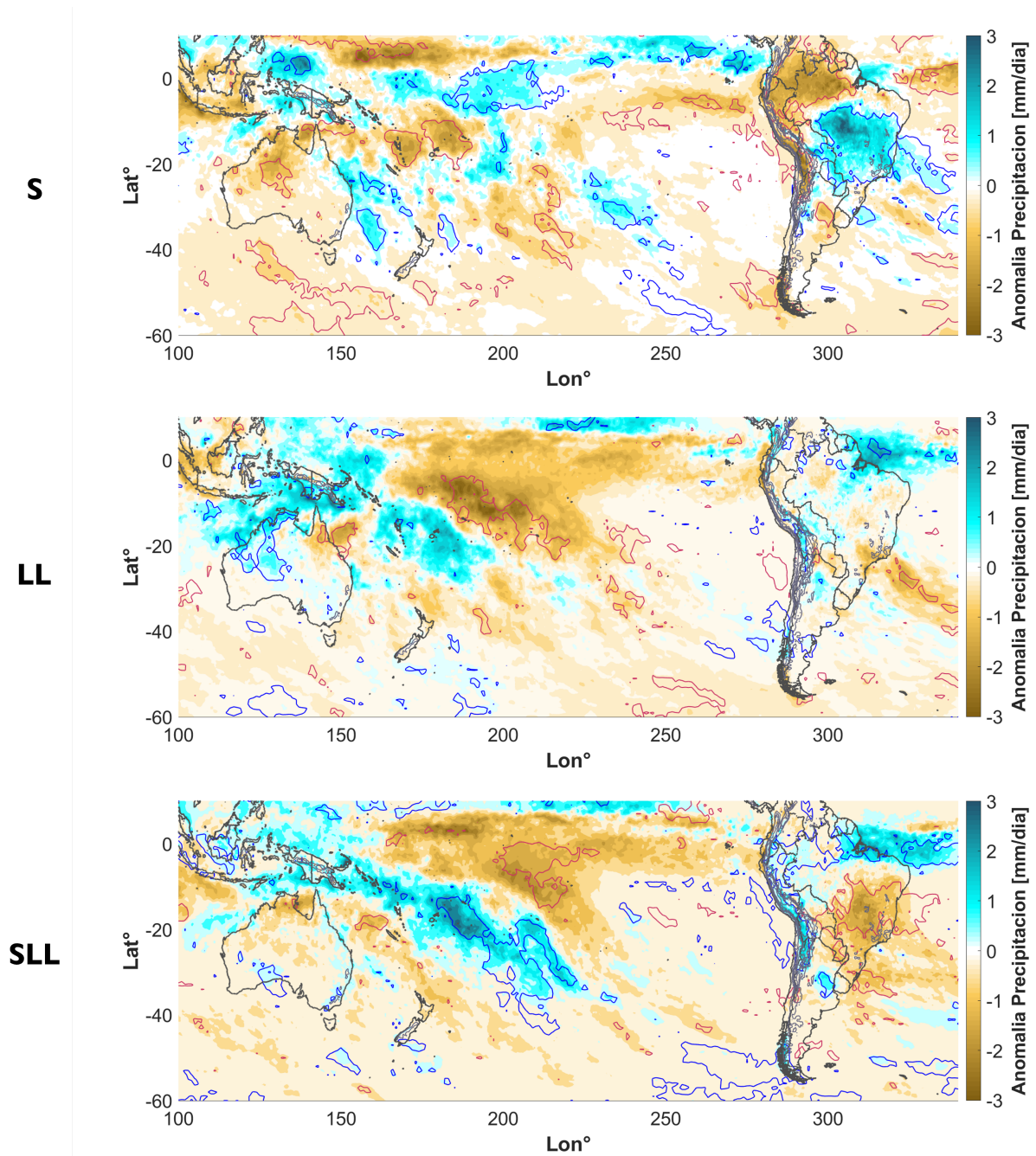


Figura 4.6: Distribución geográfica de la anomalía de precipitación para meses secos (S), lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL). Los contornos negros corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90%. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

meses LL y SLL son similares a los producidos durante el fenómeno de La Niña CP (Figura 1.11), ya que la convección en el Pacífico Tropical se ve disminuida y se puede asociar a un enfriamiento de la SST.

En cuanto a la precipitación en el pre-altiplano, se puede ver en las figuras 4.6 y 4.7 que los casos SLL presentan mayor magnitud y cobertura, llegando hasta cerca de los 1000 m.s.n.m., corroborando los datos de la figura 1.3 acerca de que la precipitación hacia el sur del pre-altiplano es menor ($22^{\circ}\text{S}\sim 23^{\circ}\text{S}$) y se produce a mayor altura, generando las máximas anomalías de forma diagonal con una pequeña inclinación NO-SE. Los meses LL la anomalía se produce en su mayor parte sobre el altiplano y es de menor magnitud que los meses SLL. La zona del pre-altiplano alcanza hasta ~ 2 [mm] más en los meses SLL, mientras que la zona del Amazonas también presenta montos de precipitación hasta 2 [mm] más bajos que los meses LL.

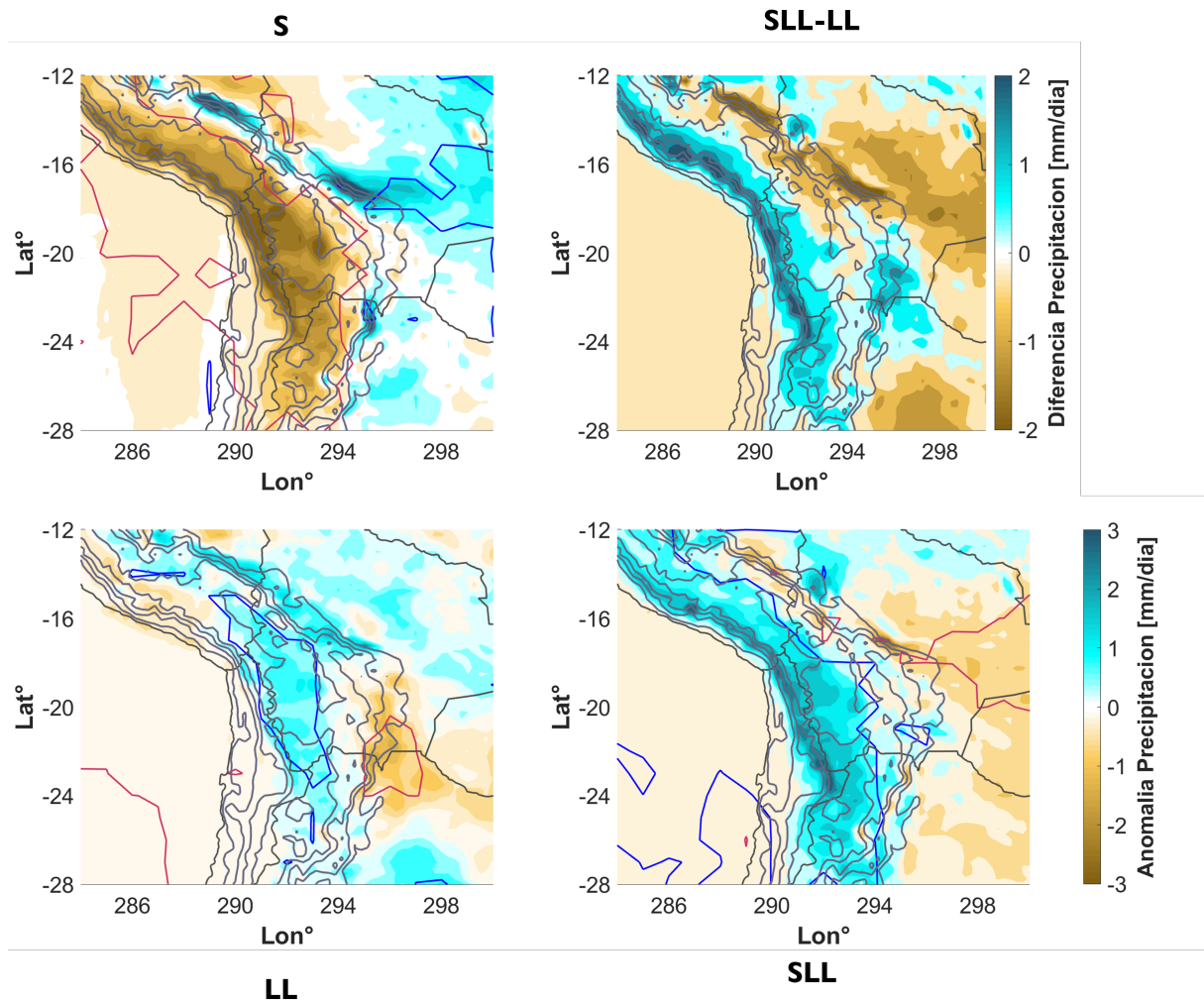


Figura 4.7: Distribución geográfica de la precipitación para meses S, LL, SLL y diferencia entre las anomalías de precipitación de meses SLL y LL. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

4.2.2. SST, Evaporación y Humedad

La figura 4.8 muestra las anomalías de SST para los compuestos de meses S, LL y SLL, en ella se puede observar que los meses secos presentan una anomalía positiva de SST similares a los casos donde se presenta El Niño CP, en cambio, los meses con mayor precipitación exhiben anomalías negativas a lo largo de todo el Pacífico ecuatorial, en una mezcla de fenómeno de La Niña CP y EP, siendo un poco menores en magnitud las anomalías de los meses LL. Además de lo que sugieren los mapas de anomalías promedio, los meses superlluviosos muestran una tendencia a producirse en meses Niña, con 21 de los 36 meses bajo este régimen, 11 durante meses Niño y 5 meses neutros (Figura 4.9). Los meses lluviosos, en cambio, se reparten de manera más equitativa los casos, con 12 meses Niña, 10 meses Niño y 14 meses Neutros. Finalmente, los meses secos se reparten en 10 meses Niña, 17 meses Niño y 8 meses neutros, mostrando un patrón Seco/Niño y Superlluvioso/Niña. Se realizó un test de montecarlo para comprobar la significancia estadística de las tendencias, obteniendo un 99 % de significancia al poner a prueba que los meses SLL se producen bajo el régimen de La Niña y un 75 % de significancia al comprobar si los meses secos se producen bajo el régimen de El Niño (histogramas en anexo A.3).

También, en la figura 4.8 se puede apreciar que durante los meses secos predomina una SST de hasta 1°C más baja de lo normal cerca de las costas de Chile, lo cual es extraño para casos del Niño como sugiere la significativa anomalía cálida en el centro del Pacífico tropical (ver también figura 1.10). En los meses lluviosos, aparece una significativa mancha cálida ubicada frente a la costa de Chile desde Arica hasta Puerto Montt aproximadamente, con un aumento de la temperatura de unos 0.5°C , además, se muestra una anomalía negativa bien pegada al borde costero del sur de Perú y el norte de Chile. En los meses superlluviosos se observan anomalías negativas frente a las costas acompañadas de un enfriamiento general del Pacífico tropical, además una pequeña y significativa anomalía positiva desde la costa del sur de Perú hasta Antofagasta aproximadamente. Esto nos da indicios de que la SST no es un factor primario para la precipitación puesto que los meses SLL no presentan una anomalía cálida significativa frente a las costas de Chile, por otro lado, puede ser que la SST tenga más influencia en los casos LL que SLL. En la figura 4.9.b se puede apreciar la relación entre la anomalía de SST y la PPA, la cual de forma similar a la relación ONI vs PPA no muestra un patrón claro para casos SLL, LL o S, exhibe una alta variabilidad con 23 casos con anomalía positiva y 14 casos con anomalía negativa para meses SLL. Al testear si esta tendencia es significativa resulta en una significancia de un 82 % por lo que se puede entender que los meses SLL tienen una mayor probabilidad de estar asociados a un aumento de la SST en la costa del norte de Chile. Los meses LL presentan 19 casos con anomalía de SST positiva y 17 con anomalía negativa.

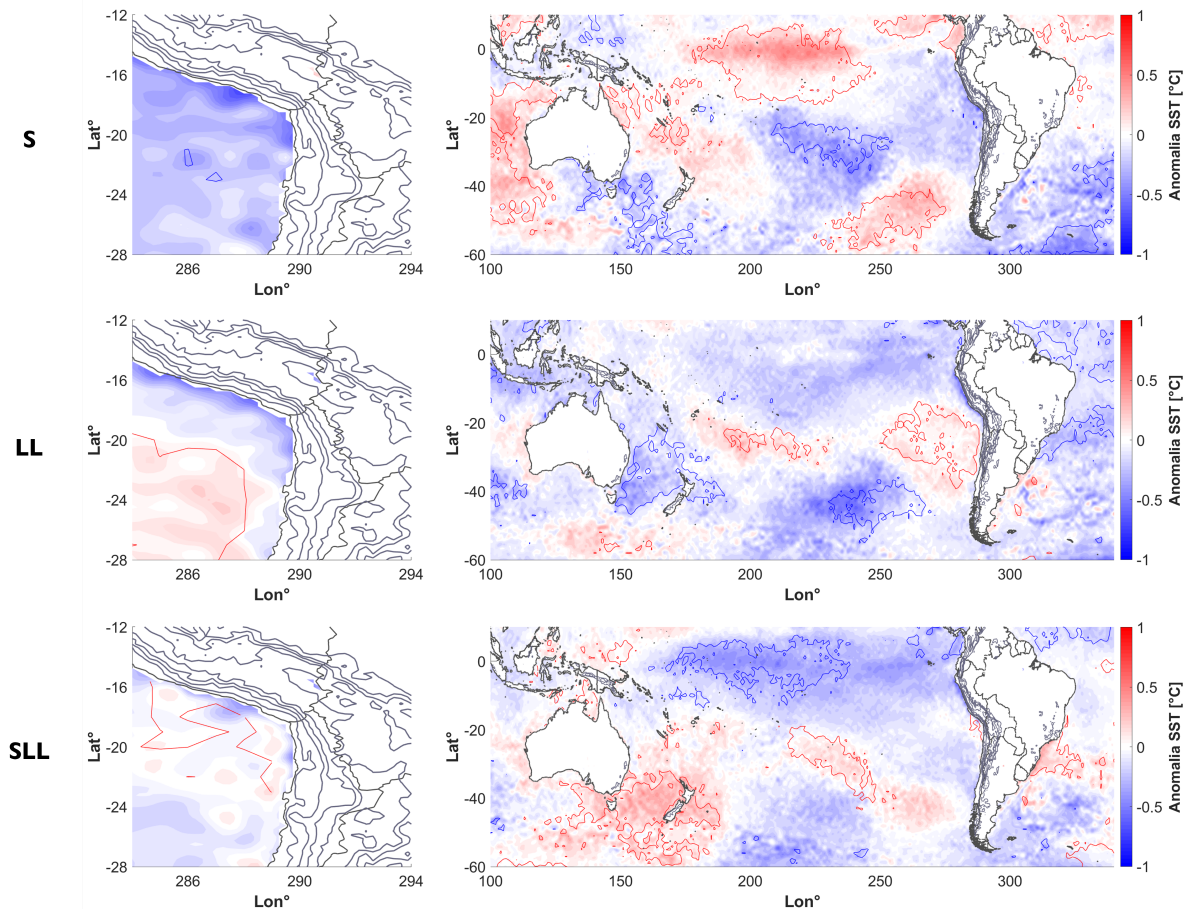


Figura 4.8: Anomalía de temperatura superficial del mar (colores) para meses secos (S), lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL). Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90%. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

Al igual que la precipitación, la humedad promedio entre 1000 y 850 [hPa] muestra polos opuestos en el este de Sudamérica y el altiplano/pre-altiplano chileno en los casos SLL. En los meses secos casi todo el cono sur de Sudamérica y las costas del Pacífico este hasta los 250°E presentan una disminución de la humedad. Durante meses SLL se observa un aumento de la humedad en un patrón inverso a los meses S, apareciendo una anomalía positiva significativa sobre los Andes con una marcada orientación NO-SE. La orientación de la anomalía puede deberse al transporte de humedad desde el Pacífico ecuatorial o al transporte desde el otro lado de la Cordillera de los Andes debido a la aparición de los vientos del este (Figura 4.16). Los casos SLL en la figura 4.11 concuerdan con la orientación de la anomalía de humedad, mostrando un aumento significativo de la humedad en todos los niveles al oeste de la cordillera, mientras que los casos secos muestran un patrón similar, pero opuesto en signo, secando toda la capa sobre el altiplano y el Pacífico este. En los casos lluviosos, la anomalía de humedad es más pequeña y se concentra sobre el altiplano. Los meses LL y S muestran

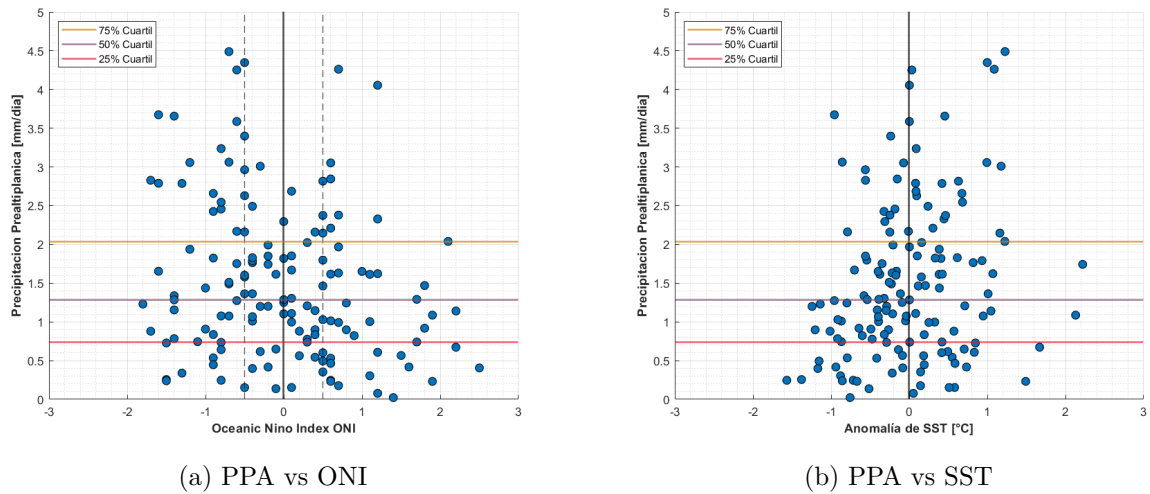


Figura 4.9: Relación entre la precipitación pre-altiplánica de Enero y Febrero con (a) el índice del fenómeno del Niño ONI y (b) la anomalía de SST en el polígono de costa. Las líneas horizontales marcan el cuartil del 50 % (café) y 75 % (amarilla) de la precipitación. Las líneas segmentadas verticales marcan los límites para determinar si un mes corresponde a Niña o Niño (± 0.5) en (a).

importancia de las anomalías al lado este de los Andes. Durante meses LL y SLL se alcanza una humedad un poco mayor a los 6 [g/kg] sobre el altiplano mientras que durante los meses S se observan ~ 2 [g/kg] menos. Las anomalías máximas se observan sobre el pre-altiplano cerca de los 600 [hPa].

La evaporación, por convención del ECMWF IFS, corresponde a valores negativos ya que es descrita como un flujo desde la superficie hacia la atmósfera, siendo los valores positivos asociados a la condensación del vapor de agua (Hersbach et al., 2020). En las figuras 4.12.a y 4.13 se puede observar que los meses SLL presentan casi en su totalidad anomalías positivas, lo que indica una disminución de la evaporación sobre el polígono de costa. El panel b de la figura 4.12 muestra que en cierta parte, la evaporación puede ser asociada a la SST, con un aumento de la evaporación cuando la SST aumenta y viceversa. Esto no se logra apreciar al observar los mapas de evaporación (Figura 4.13), ya que los patrones observados no se corresponden con los mapas de SST. Durante meses secos, la evaporación aumenta significativamente sobre el Pacífico tropical este, mientras que las anomalías de meses LL y SLL muestran una disminución de la evaporación en esta misma zona. Por el lado del Amazonas se puede apreciar que durante los meses secos se tiene una menor evaporación en la zona, posiblemente asociado a la mayor precipitación observada durante estos meses, mientras que los casos SLL exhiben un aumento de la evaporación en el sur de Brasil. La relación entre evaporación y humedad parece mostrar un patrón donde el aumento (disminución)

de la humedad genera una disminución (aumento) de la evaporación, lo que coincide con el desequilibrio de superficies con alto contenido de agua respecto a condiciones atmosféricas superficiales más secas (húmedas).

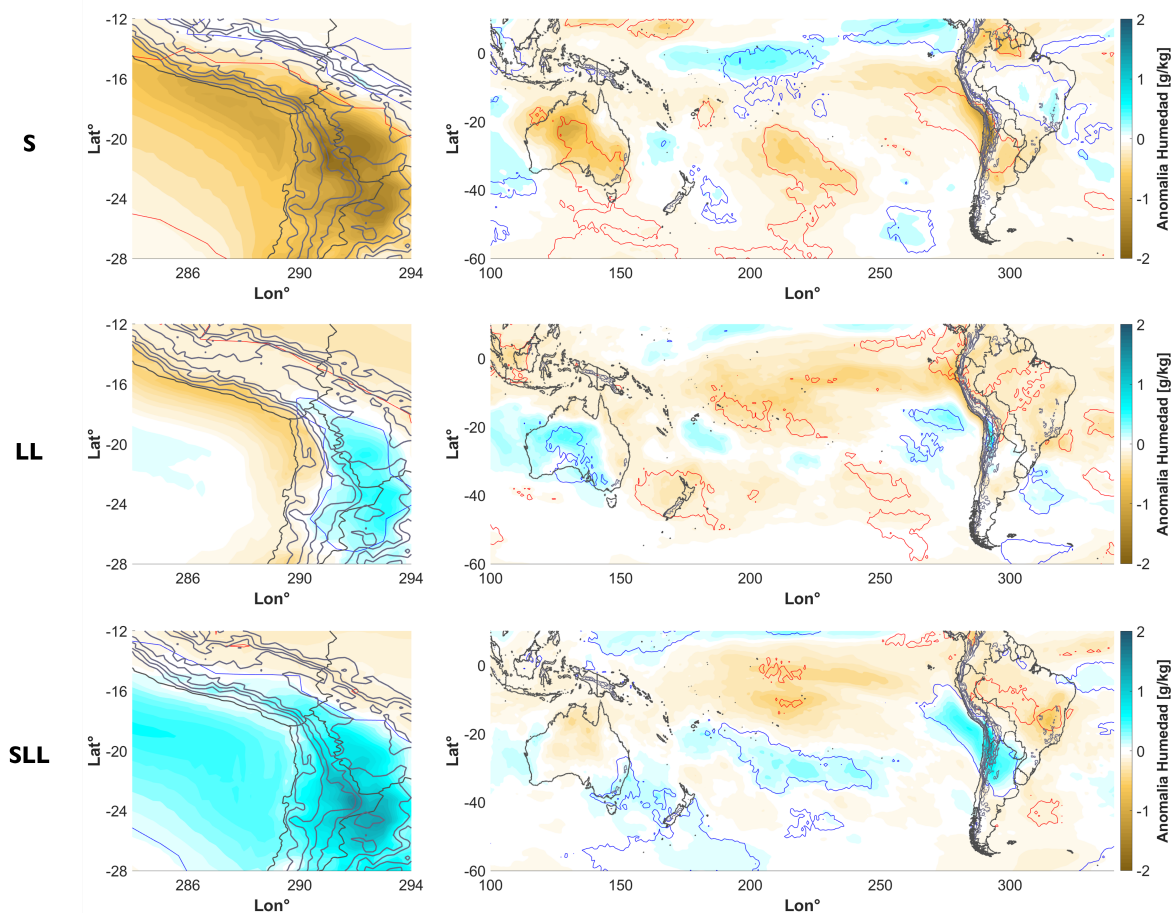


Figura 4.10: Anomalia de humedad específica promediada entre los 1000-850 [hPa] (colores) para meses secos (S), lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL). Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90%. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

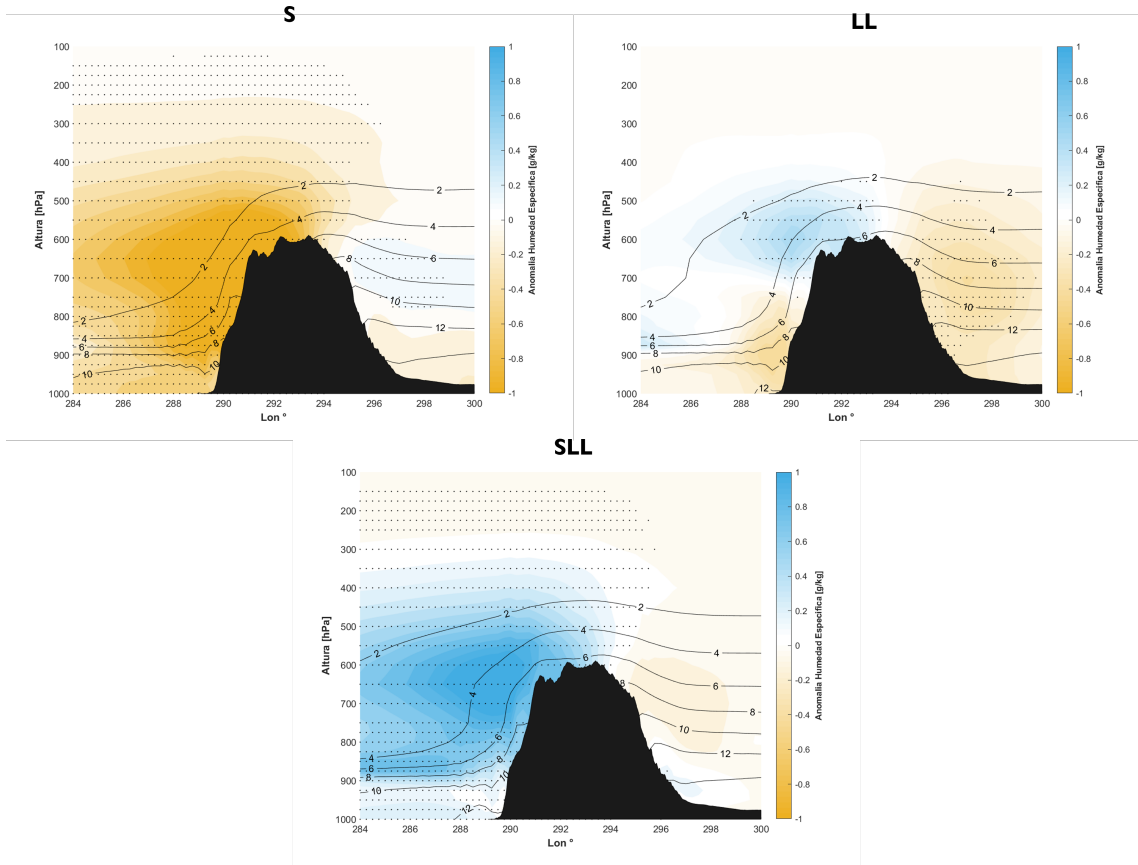
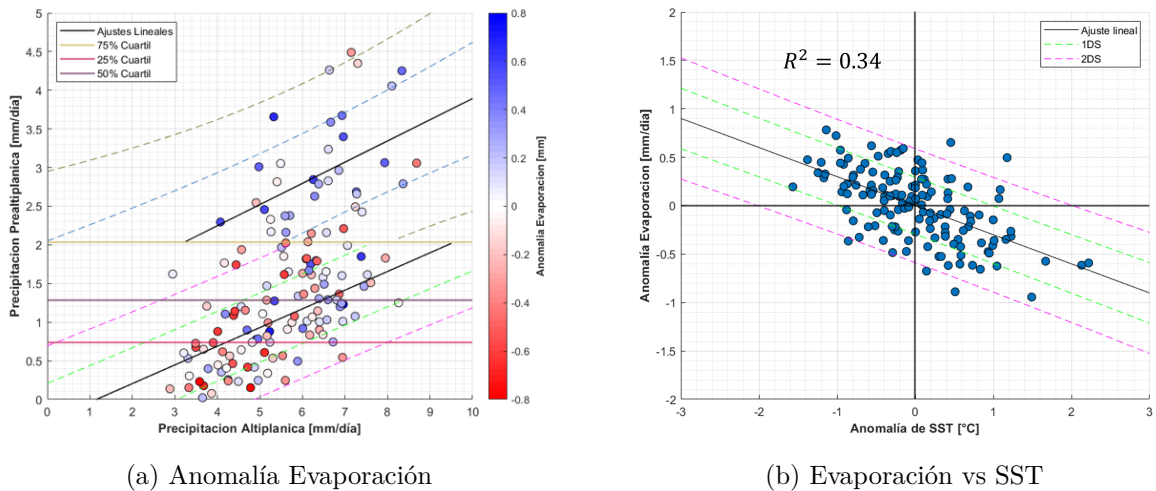


Figura 4.11: Anomalia de humedad (colores) y compuesto (líneas de contorno) para meses secos (S), lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) promediadas entre las latitudes 17.5°S y 23°S. Los puntos indican zonas con significancia al 95 %. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.



(a) Anomalia Evaporación

(b) Evaporación vs SST

Figura 4.12: (a) Relación entre la precipitación pre-altiplánica y la altiplánica. Los colores indican la anomalía de evaporación en el polígono de costa. (b) Relación entre la anomalía de SST y la anomalía de evaporación en el polígono de costa. (Considerar que la evaporación es descrita por convención como un flujo negativo, por lo que una anomalía negativa implica mayor evaporación).

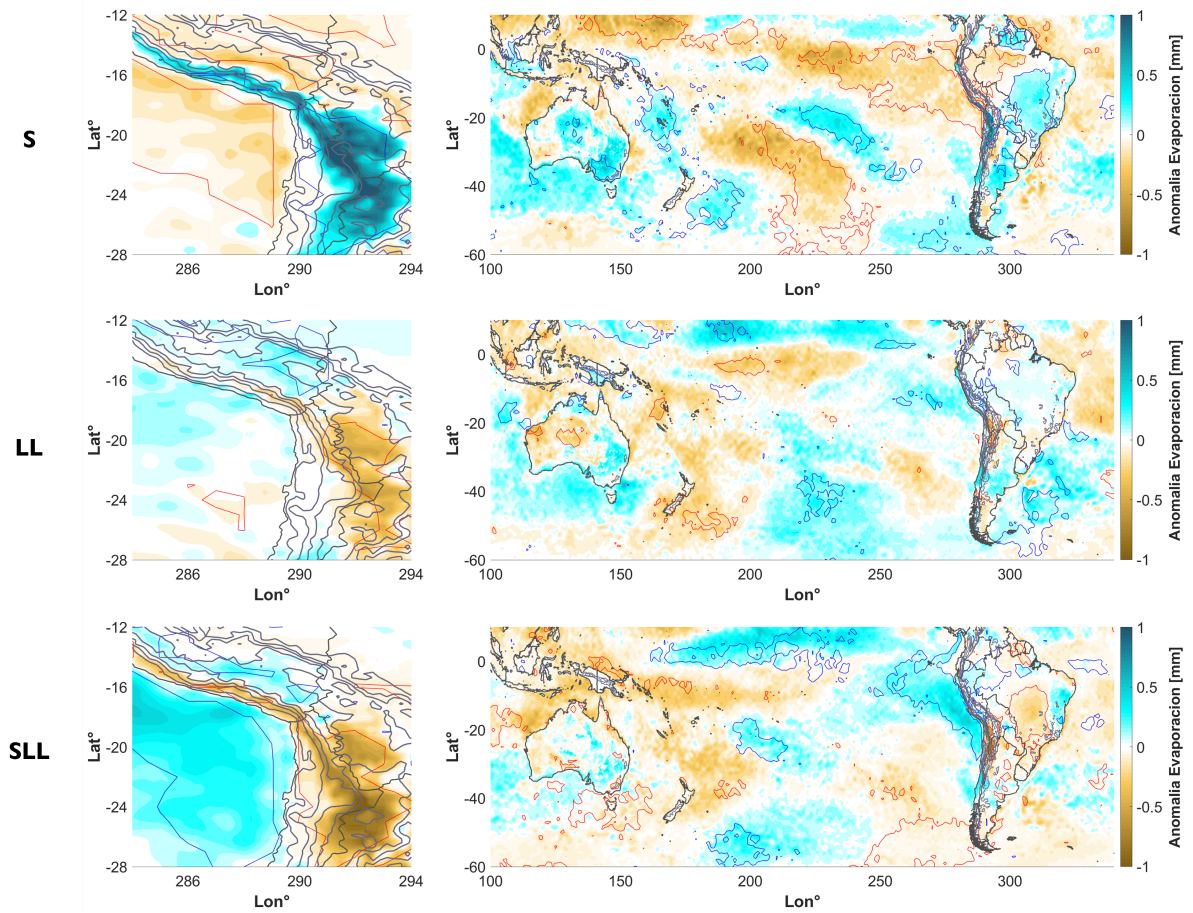


Figura 4.13: Anomalia de evaporación (colores) para meses secos (S), lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL). Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90%. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

4.2.3. Altura Geopotencial y Vientos

En los 200 [hPa] sobre el sur de Sudamérica, los meses secos presentan anomalías de geopotencial negativas acompañadas de una circulación ciclónica, la cual produce anomalías de viento del oeste sobre el pre-altiplano y el altiplano. Al contrario, en los meses superlluviosos se observa una anomalía positiva de geopotencial acompañada de una anomalía de vientos del este sobre el altiplano (Figura 4.14), concorde a lo expuesto por (Garreaud, 1999) para episodios secos y lluviosos sobre el altiplano. En los casos lluviosos la anomalía de geopotencial es positiva pero de menor magnitud y más pequeña que en los casos superlluviosos y por consecuencia las anomalías de viento son más débiles también, además, la anomalía se encuentra desplazada hacia el oeste respecto a los centros de las anomalías de los casos secos y superlluviosos. Las anomalías sobre el altiplano en casos S y SLL son significativas, lo que sugiere una importante influencia en las precipitaciones.

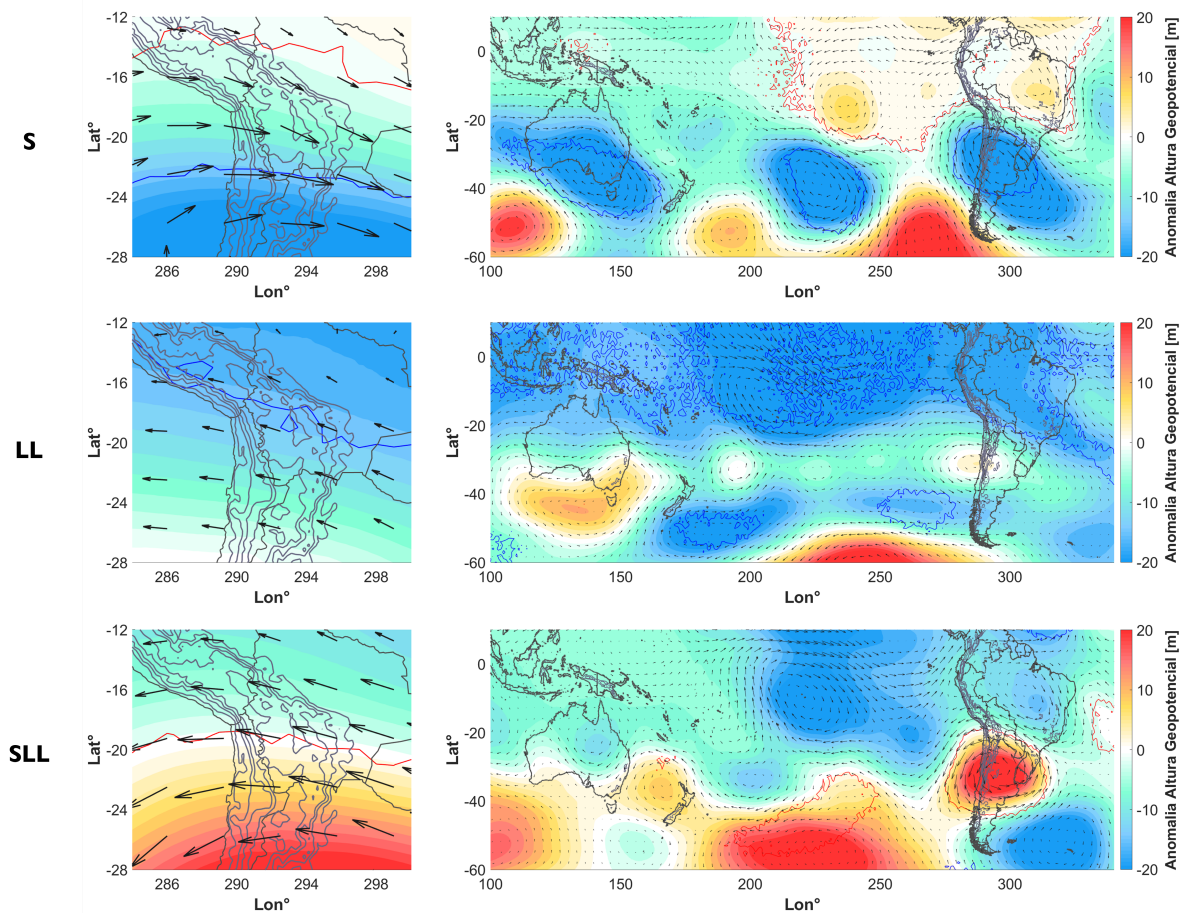


Figura 4.14: Anomalia de altura geopotencial (colores) y vientos (vectores) en 200 [hPa] para meses secos (S), lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL). Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90 %. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

En el Pacífico ecuatorial, durante los meses LL y SLL se observan anomalías negativas de geopotencial dominando todo el océano tropical y subtropical, lo que puede ser causado por las anomalías frías de SST (Figura 4.8) en la zona las cuales enfrían la troposfera. En los casos lluviosos la anomalía negativa es más fuerte y significativa desde los 20°S hacia el norte. Durante los meses secos, una pequeña pero significativa anomalía positiva se observa sobre el este del Pacífico ecuatorial y el norte de Sudamérica. Observando la parte inferior del Pacífico, en todos los casos se puede apreciar un tren de ondas que se extiende desde Australia hasta Sudamérica (Figura 4.14), el cual parece ser el causante de las anomalías de geopotencial sobre el continente. El número de onda (3) y la curvatura hacia el polo sugiere que se trata de la PSA [(Mo y Paegle, 2001), (Mo y Higgins, 1998), (Karoly, 1989)], pero el enfriamiento tropical durante meses LL y SLL no coincide con el desarrollo de un evento del Niño y el consecuente tren de ondas asociado a la convección ecuatorial. El tren de ondas se ve más claro en los casos secos, asociado a un calentamiento de la troposfera tropical, con una orientación más zonal que en los casos con precipitaciones, donde se observa mejor la curvatura hacia el polo descrita por Mo y Paegle (2001). Se alcanzan a notar cinco centros de anomalías entre Australia y Sudamérica, las cuales cambian su signo entre casos secos y casos con precipitación, aunque durante los meses SLL, una gran anomalía positiva domina todo el centro de los extratropicos, desplazando las anomalías negativas hacia el norte. Las anomalías de geopotencial en general muestran un patrón inverso entre meses secos y LL-SLL, similar al encontrado por (Karoly, 1989) para etapas de desarrollo de un evento ENSO, y dado que Szeredi (1987) encontró patrones de correlación Z_{200} con índice SOI similares a la figura 1.12 no es extraño pensar que el patrón para meses secos se asocia a un evento del Niño y el patrón de meses LL-SLL a un evento de la Niña.

Las anomalías de geopotencial en 850 [hPa] presentan patrones muy similares a las anomalías en 200 [hPa] sobre el pacífico, pero con una menor magnitud, lo que sugiere una atmósfera barotrópica. Garreaud (1999) también encontró anomalías de geopotencial en estructuras barotrópicas al describir episodios secos y lluviosos sobre el altiplano. Cerca de las costas del norte de Chile los vientos presentan anomalías a lo largo del borde costero provenientes del norte en todos los casos (S, LL y SLL), lo que debilita los vientos del sur que normalmente se ubican en esta área. Por el lado este de la Cordillera de los Andes las anomalías son diferentes, ya que en los casos secos se observa una convergencia entre vientos provenientes del norte y del sur cerca de los 17°S, resultando en anomalías de viento normales a la cordillera en dirección este. En los casos lluviosos los vientos son muy débiles, y en los casos superlluviosos se observa un patrón contrario a los casos secos, con vientos provenientes desde el Amazonas, los cuales al llegar a la cordillera se desvían hacia el norte y sur, estos últimos con mayor magnitud.

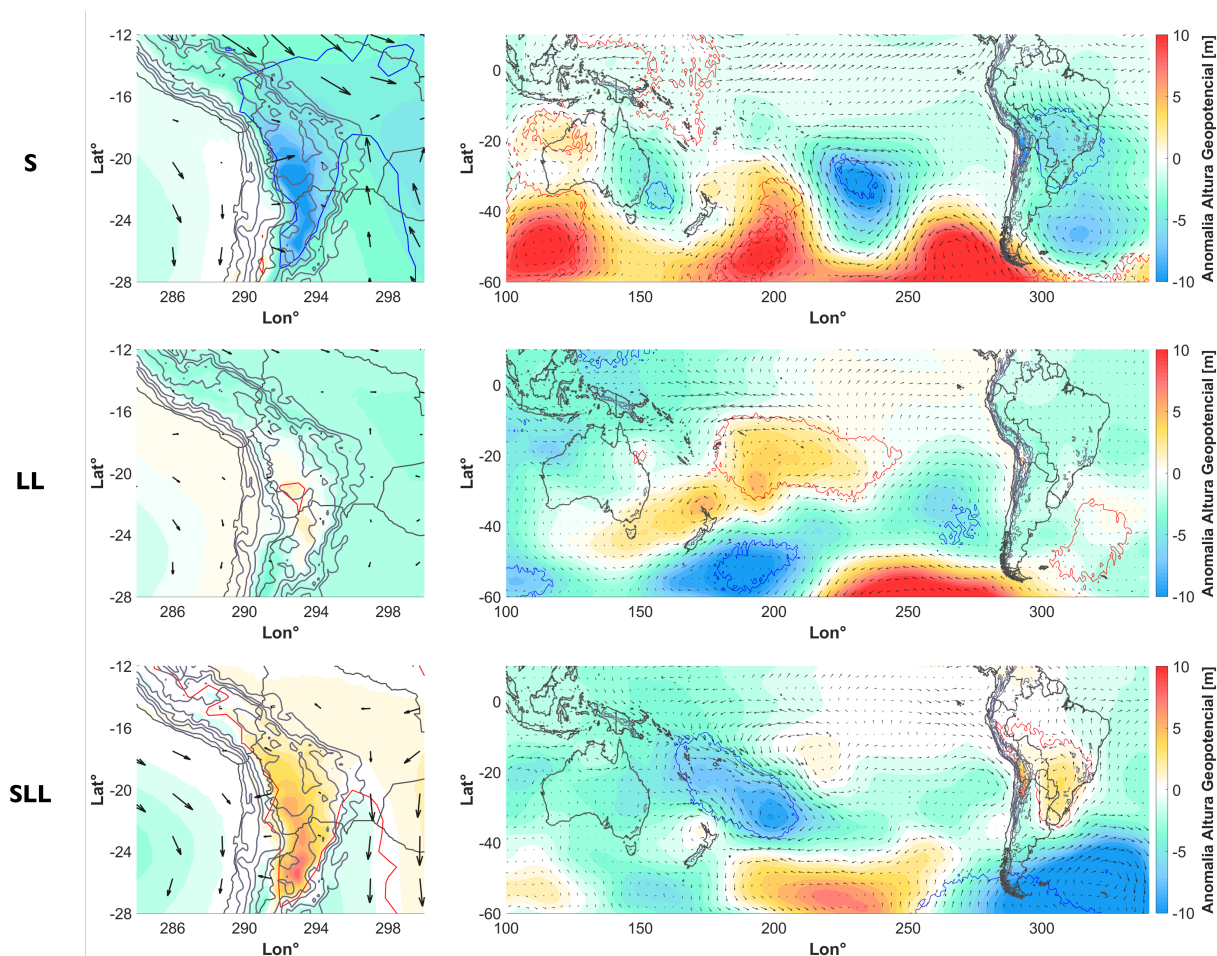


Figura 4.15: Anomalia de altura geopotencial (colores) y vientos (vectores) en 850 [hPa] para meses secos (S), lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL). Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90%. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

Para complementar el análisis se realizaron cortes longitudinales de los vientos promedio entre 17.5°S y 23°S (Figura 4.16). Se puede apreciar la fuerte anomalía de viento oeste en los casos secos, la cual predomina en todos los niveles por sobre los 800 [hPa], resultando en una intensificación del jet subtropical cerca de los ~250 [hPa], con vientos del oeste que alcanzan más de 6 [m/s] promedio mensual. Los casos lluviosos y superlluviosos presentan un patrón de anomalías similar entre ellos, pero con menor magnitud en el caso LL. Se observa una anomalía de vientos del este sobre el altiplano, reduciendo las velocidades del jet subtropical y permitiendo la aparición de vientos del este sobre el altiplano, con velocidades cercanas a 1 [m/s], tal como se describe en (Garreaud, 1999). En el caso de los vientos meridionales en altura, se pueden apreciar las anomalías ciclónicas y anticiclónicas para casos secos y lluviosos respectivamente, con centro cerca de los 290°E. Al oeste de la Cordillera de los Andes no se observan diferencias entre casos S, LL y SLL, todos con anomalías negativas y vientos provenientes del sur en niveles bajo los 850 [hPa]. Mientras que por el lado este, en los

casos superlluviosos se aprecia una anomalía negativa, lo que intensifica el *South American Low Level Jet* (SALLJ), alcanzando velocidades de hasta 3 [m/s] en dirección sur cerca de la superficie. El SALLJ se debilita en casos secos y lluviosos debido a anomalías de viento positivas cercanas a ~ 0.5 [m/s].

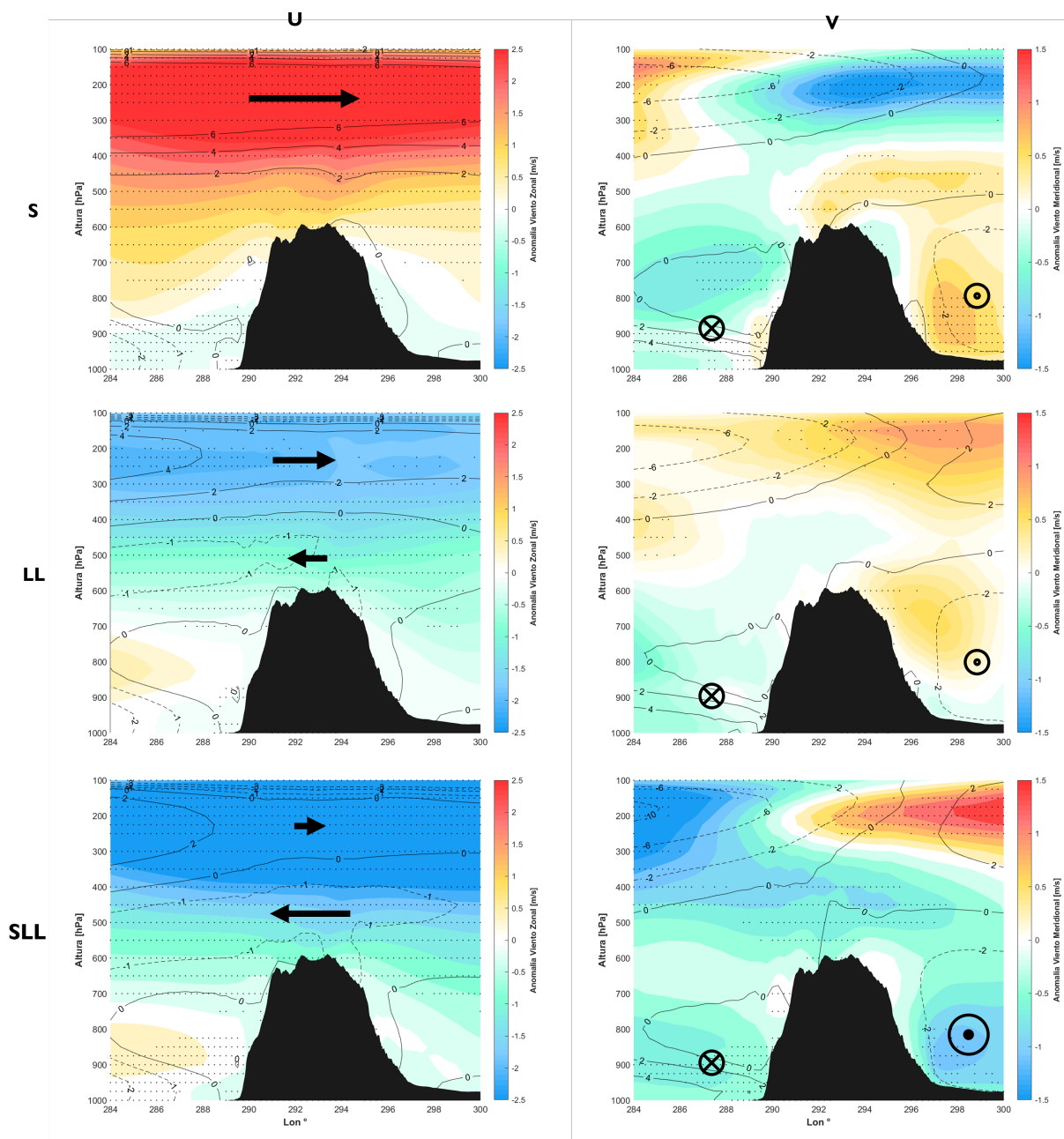


Figura 4.16: Anomalia de viento zonal (arriba) y meridional (abajo) (colores) y compuestos (líneas de contorno) para meses secos (S), lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) promediadas entre las latitudes 17.5°S y 23°S . Los puntos indican zonas con significancia al 95%. Los símbolos indican el sentido vectorial del viento. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

4.3. Incidencia de la SST, Viento Zonal en 200 [hPa] y humedad en la precipitación pre-altiplánica

Para continuar con el análisis de la precipitación en el pre-altiplano se estudiaron las variables relacionadas a las hipótesis propuestas en la sección 2. En la figura 4.17 se muestra la relación entre PPA y PA con la anomalía de SST en colores, en ella se puede apreciar que la SST en la costa frente al norte de Chile es variable tanto para meses lluviosos como superlluviosos. Tres de los casos con mayor precipitación sobre el pre-altiplano presentan anomalías muy altas de SST, pero en otros meses con similar anomalía las precipitaciones no superan los 3 [mm/día], por lo que otros factores deben estar influyendo en la magnitud de la precipitación.

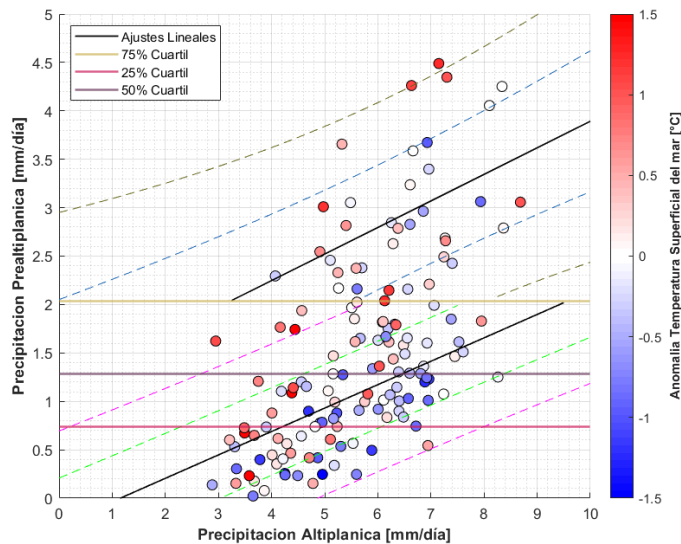


Figura 4.17: Relación entre la precipitación pre-altiplánica (PPA) y altiplánica (PA). Las líneas continuas corresponden a los ajustes lineales para casos SLL y casos no SLL, las líneas horizontales corresponden a los cuartiles del 25 %, 50 % y 75 %. Las líneas segmentadas corresponden a una y dos desviaciones estándar para cada ajuste. Los colores de los puntos indican la anomalía de SST en el polígono de costa para ese mes.

Observando el viento en 200 [hPa] se observa una clara tendencia a tener mayores precipitaciones con anomalías de viento del este sobre el altiplano (Figura 4.18.a), apoyando lo observado en los mapas de altura geopotencial y vientos (Figura 4.14). Dado que los vientos promedio sobre esta zona provienen desde el oeste, el viento resultante no siempre es del este en los casos SLL, pero es suficiente para permitir el flujo de humedad desde la ladera este de la cordillera (Garreaud, 1999). En los casos LL, la anomalía es más pequeña y se comienzan a ver muchos más casos con firmes vientos del oeste. En la figura 4.19 se ve de forma más

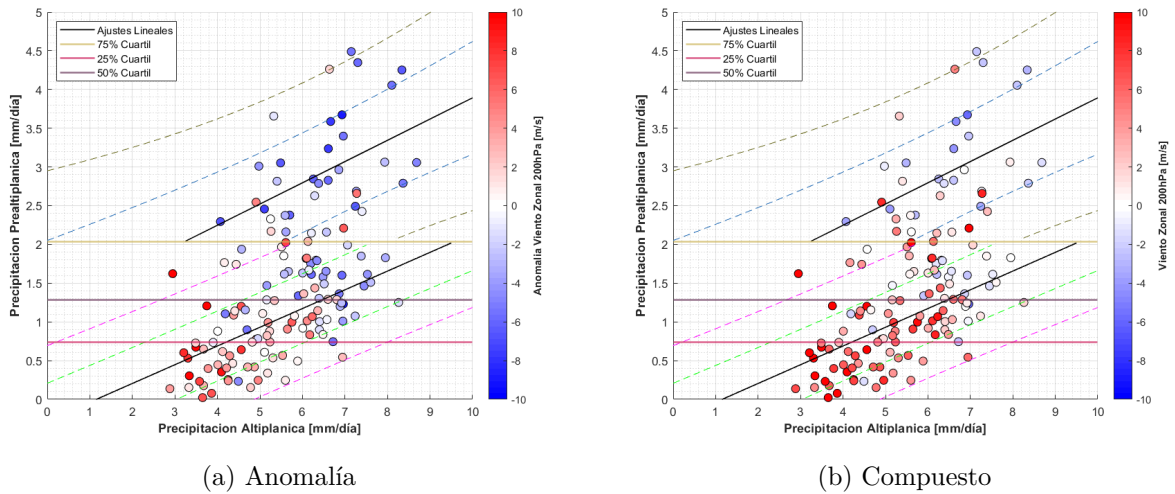


Figura 4.18: Relación entre la precipitación pre-altiplánica (PPA) y altiplánica (PA). Las líneas continuas corresponden a los ajustes lineales para casos SLL y casos no SLL, las líneas horizontales corresponden a los cuartiles del 25 %, 50 % y 75 %. Las líneas segmentadas corresponden a una y dos desviaciones estándar para cada ajuste. Los colores de los puntos indican la anomalía (a) y el compuesto (b) del viento zonal en 200 [hPa] en el polígono del altiplano para ese mes. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

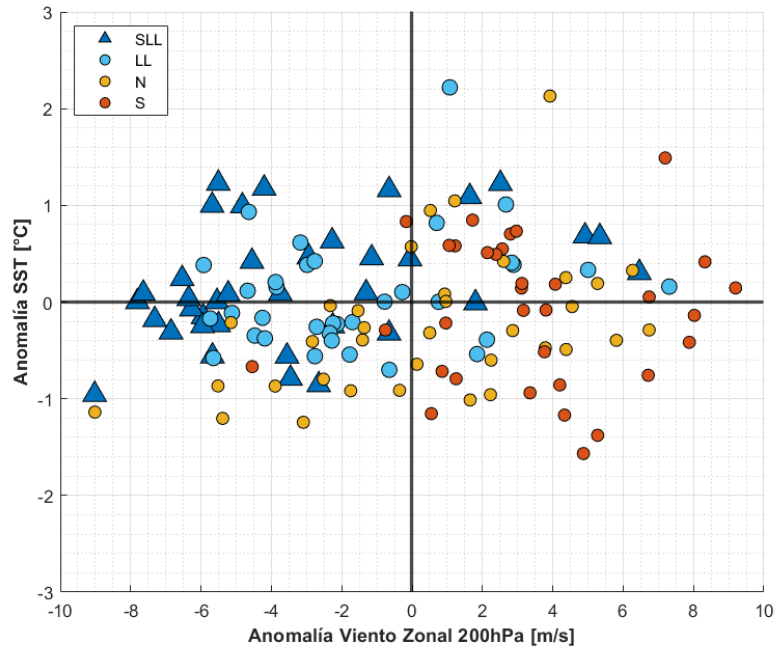


Figura 4.19: Relación entre la anomalía de SST en el polígono de costa, el viento zonal en 200 [hPa] sobre el altiplano y la precipitación en el pre-altiplano para los meses de Enero y Febrero, diferenciando entre meses superlluviosos (SLL), lluviosos (LL), normales (N) y secos (S). Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

clara la relación entre la anomalía de SST, anomalía de viento zonal en 200 [hPa] y precipitación en el pre-altiplano. La gran mayoría de los casos con precipitaciones cuentan con

anomalías de viento del este o anomalías de SST positivas, mientras que los meses normales y secos nunca presentan anomalías de viento este en conjunto con anomalías de SST positivas. Asumiendo que los meses con anomalías de viento del este transportan mayor cantidad de humedad hacia el pre-altiplano desde el lado este de la Cordillera de los Andes, la SST parece favorecer la humidificación de la costa, tal y como se puede apreciar en la figura 4.20, tomando mayor importancia en los meses que las anomalías de viento provienen del oeste.

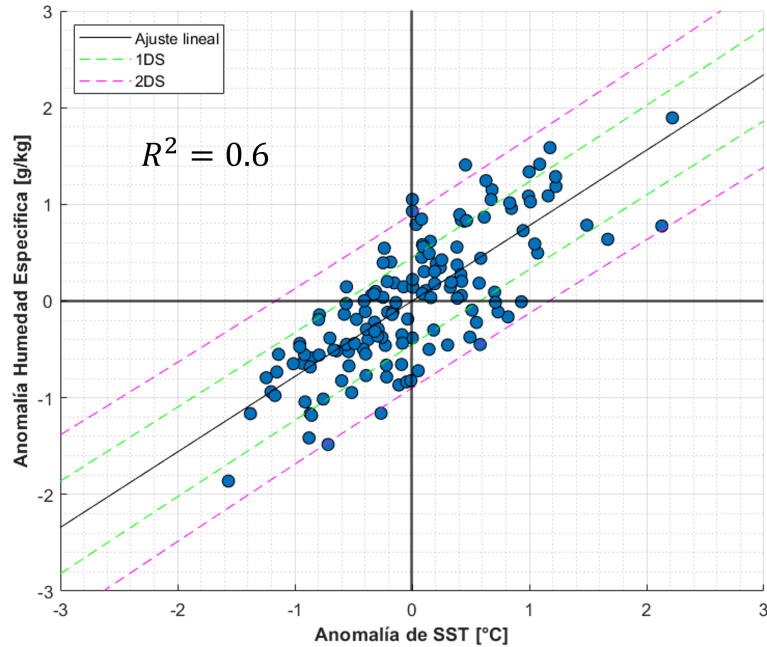


Figura 4.20: Ajuste lineal entre las anomalías de SST y humedad específica entre 1000 y 800 [hPa] en el polígono de costa.

En el caso de la humedad, los casos superlluviosos se producen con anomalías positivas de humedad sobre el océano Pacífico, hasta ~ 4 [g/kg] más que durante los casos secos (Figura 4.21). Los meses SLL tienen en promedio una humedad específica de 9.4 [g/kg], un mínimo de 8 [g/kg] y un máximo de 10.4 [g/kg]. Estos gráficos reafirman lo observado en los cortes de la figura 4.11 y muestran una relación directa de la humedad sobre el Pacífico y la precipitación sobre el pre-altiplano.

Para redondear la influencia de cada una de las variables en la precipitación se realizó una regresión lineal múltiple utilizando como predictores las anomalías de humedad específica y viento zonal en 900 [hPa] (U900) en el polígono de costa además del viento zonal en 200 [hPa] (U200) en el polígono del altiplano. Se agregó U900 ya que una mayor SST se asocia a mayor humedad sobre el Pacífico (figura 4.20), la cual debe ser transportada hacia el interior

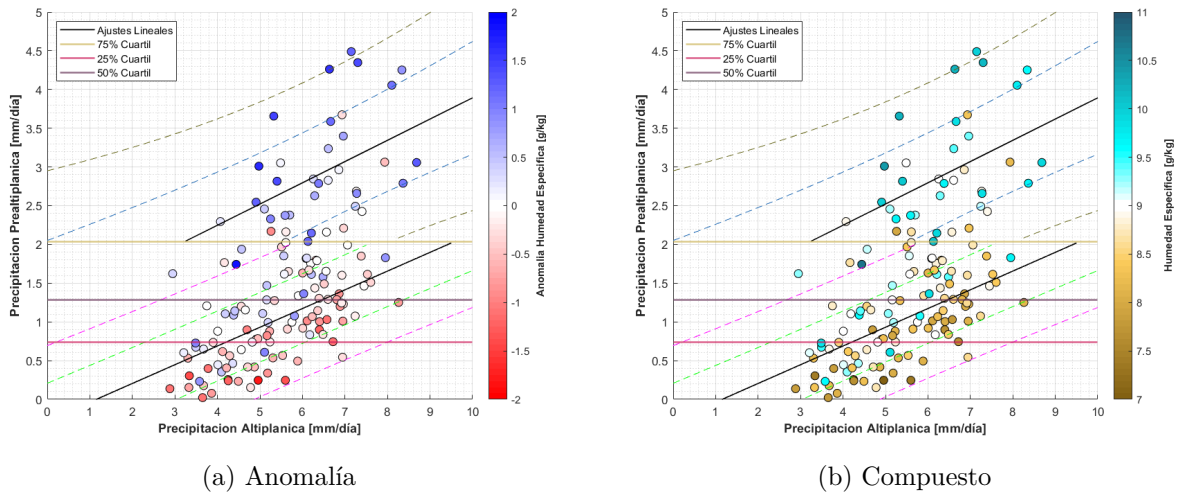


Figura 4.21: Relación entre la precipitación pre-altiplánica (PPA) y altiplánica (PA). Las líneas continuas corresponden a los ajustes lineales para casos SLL y casos no SLL, las líneas horizontales corresponden a los cuartiles del 25 %, 50 % y 75 %. Las líneas segmentadas corresponden a una y dos desviaciones estándar para cada ajuste. Los colores de los puntos indican la anomalía (a) y el compuesto (b) de la humedad en el polígono de costa para ese mes. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

del continente mediante algún tipo de mecanismo, siendo los vientos del oeste cercanos a la superficie (900 [hPa]) la suposición más simple. El modelo entrega un $R^2 = 0.56$, por lo que explicaría aproximadamente un 56 % de la variabilidad de la precipitación en el pre-altiplano con un valor p del estadístico F de 10^{-24} , siendo significativo este porcentaje. En la tabla 4.3, se pueden ver los coeficientes de la regresión junto a su error estándar, estadístico t y su correspondiente valor de p , los cuales son significativos por sobre un 99 % en todos los coeficientes, por lo que se puede establecer que son factores importantes en la generación de precipitación en el pre-altiplano. Los coeficientes corroboran lo observado anteriormente, indicando que una anomalía negativa de viento zonal en 200 [hPa] produce mayor precipitación, mientras que la humedad y los vientos en la costa deben presentar anomalías positivas para observar una mayor precipitación. En la figura 4.22 se observa alta dispersión de los puntos respecto a la recta de pendiente 1, la cual nos indica lo que sería un ajuste perfecto del modelo, además, cuando la precipitación alcanza magnitudes más altas el modelo subestima en todos los casos la cantidad de precipitación cerca de ~ 2 [mm], fallando en los casos más importantes.

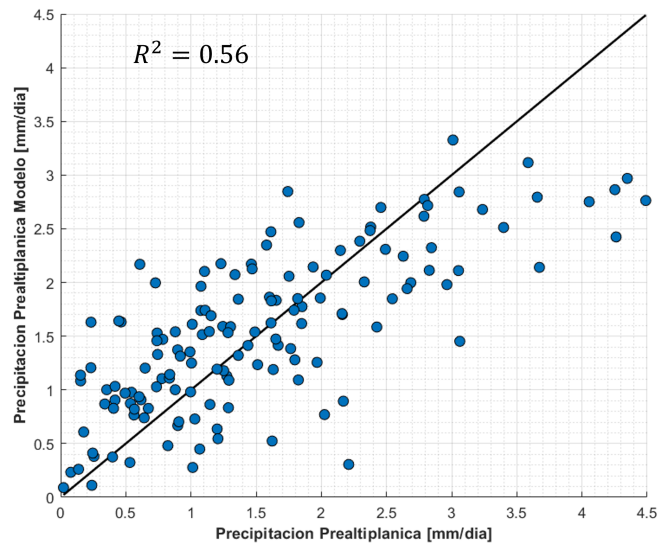


Figura 4.22: Comparación entre la precipitación pre-altiplánica de ERA5 versus el modelo generado mediante la regresión lineal múltiple.

Tabla 4.3: Coeficientes de la regresión múltiple para la precipitación pre-altiplánica.

Variable	Coefficiente	Error Estándar	Estadístico t	p -value
Intercepto	1.51	0.06	26.5	$2e^{-56}$
Anomalía U200	-0.09	0.01	-6.96	$1e^{-10}$
Anomalía Q	0.63	0.09	6.87	$2e^{-10}$
Anomalía U900	0.39	0.18	2.12	0.04

4.4. Caracterización de casos lluviosos y superlluviosos en base a anomalías de SST positivas y negativas

4.4.1. SST y Humedad

En primer lugar se calcularon los mapas de anomalía de SST para casos LL y SLL, en la figura 4.23 se puede apreciar que los casos con anomalía positiva de SST muestran una

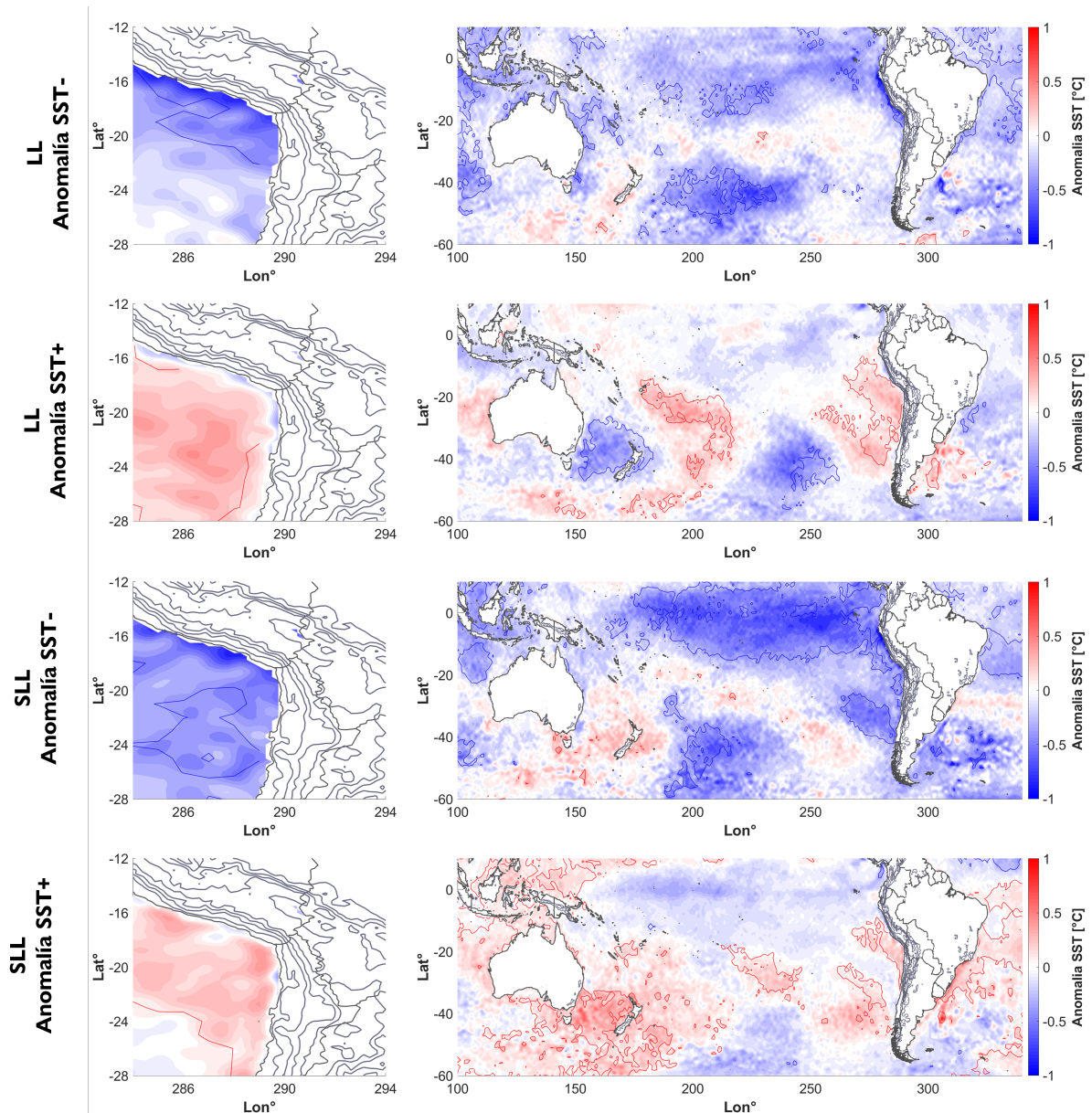


Figura 4.23: Anomalía de temperatura superficial del mar (colores) para meses lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) diferenciando meses con anomalías positivas y negativas de SST en el polígono de costa. Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90%. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

mancha cálida significativa frente a las costas de Chile y Perú, la cual se extiende hasta los 40°S en los casos LL. En todos los casos se tiene el Pacífico ecuatorial enfriado, con una magnitud un poco más pequeña en los casos con anomalía de SST positiva, apoyando los resultados que asocian alta precipitación con eventos de la Niña. Por otro lado, los casos SLL con anomalía de SST negativa son los únicos que muestran un enfriamiento significativo del Pacífico ecuatorial, alcanzando valores de -1°C que se extienden hacia el sur por toda la costa de Sudamérica. Los casos con anomalías positivas de SST muestran anomalías del mismo signo en el Pacífico oeste, frente a la costa de Australia.

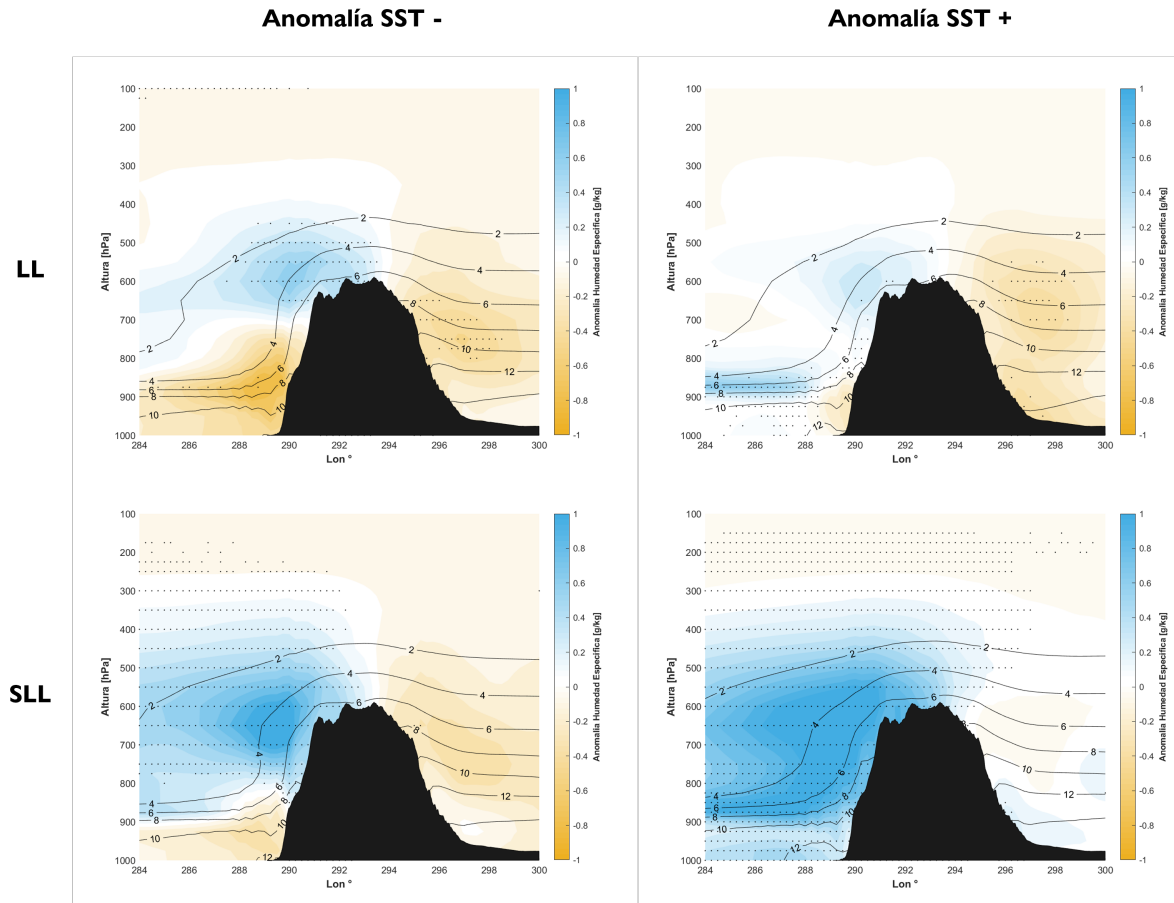


Figura 4.24: Anomalía (colores) y compuesto (contornos) de humedad específica para meses lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) diferenciando meses con anomalías positivas y negativas de SST en el polígono de costa. La humedad se promedia entre las latitudes 17.5°S y 23°S . Los puntos indican zonas con significancia al 95 %. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

Como era de esperar, la humedad frente a las costas de Chile, confinada bajo los ~ 850 [hPa] muestra anomalías negativas cuando la SST está más fría lo cual puede deberse a una menor evaporación en la zona. Al este de la Cordillera de los Andes se observa una disminución de la humedad en todos los casos, mientras que sobre el oeste del altiplano y el pre-altiplano, la humedad en altura muestra un aumento significativo y de mayor magnitud en los casos superlluviosos. La orientación de las anomalías concuerda con la hipótesis de

una anomalía de vientos del este, puesto que muestra el levantamiento de las líneas de igual humedad específica sobre el borde oeste del altiplano hasta el océano Pacífico, alcanzando valores durante los casos SLL de ~ 2 [g/kg] casi horizontalmente a los ~ 550 [hPa], mientras

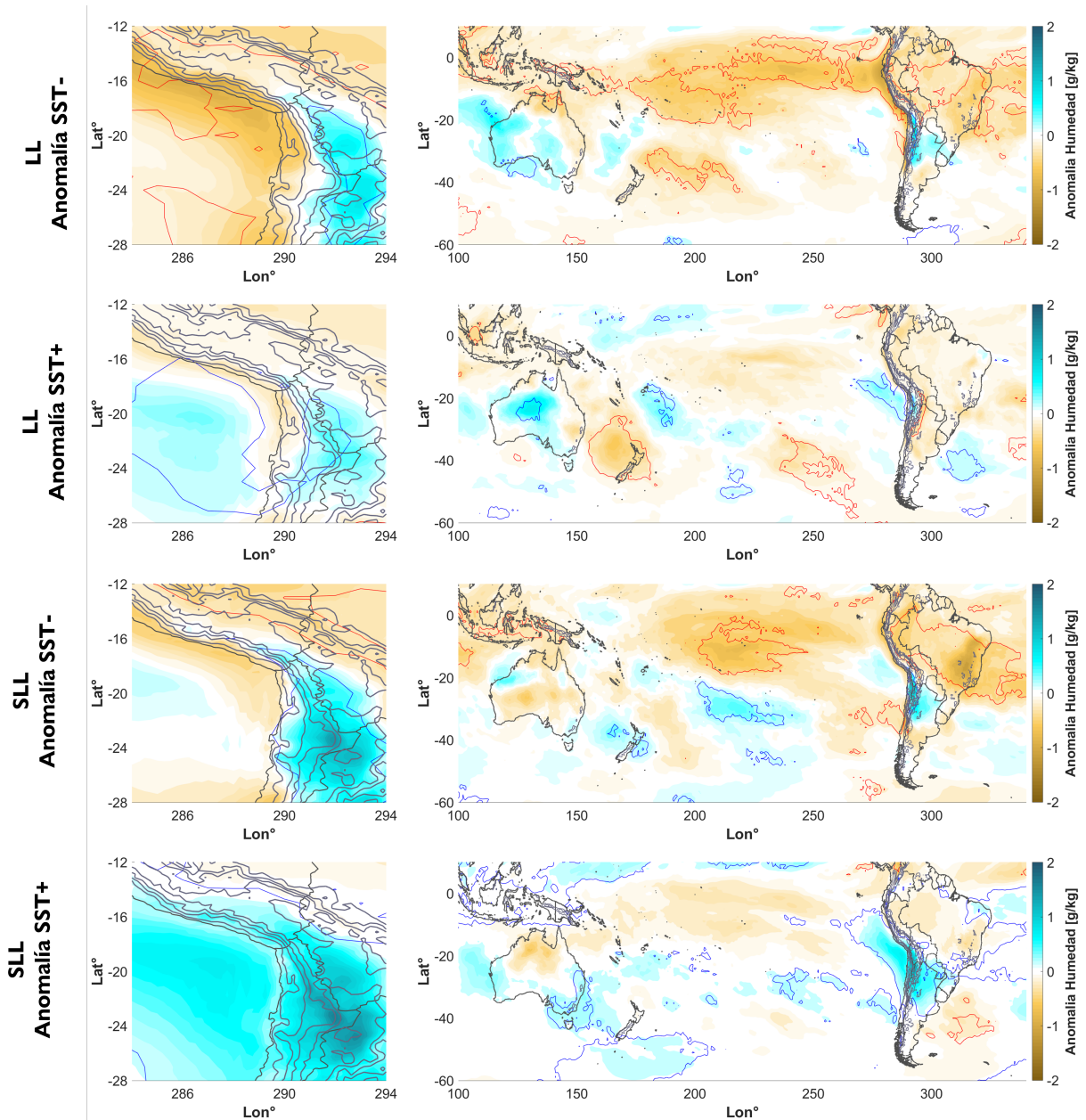


Figura 4.25: Anomalia de humedad específica entre 1000 y 850 [hPa] (colores) para meses lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) diferenciando meses con anomalías positivas y negativas de SST en el polígono de costa. Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90 %. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

que por el lado este de los Andes la humedad mantiene esos valores para todos los compuestos. Esto sugiere que el mecanismo más importante en el transporte de humedad en niveles medios-altos de la troposfera proviene desde el este puesto que se repite en todos los compuestos.

En la figura 4.25 se pueden apreciar las anomalías de humedad específica sobre el hemisferio sur. Se observan disminuciones de la humedad en todo el Pacífico ecuatorial, posiblemente asociadas a la menor SST, y sobre el norte de Sudamérica, siendo significativas solo en los casos con anomalía de SST negativa sobre el polígono de costa. Las zonas de anomalías positivas que se observan entre Australia y Sudamérica muestran patrones similares a las zonas de anomalías positivas de SST. En los casos LL con anomalía de SST negativa se puede ver que la humedad se extiende hacia el sur del altiplano y los interiores del continente, además de una zona de anomalía positiva que no alcanza las costas chilenas. Los casos LL con anomalía de SST positiva muestran una mayor agua precipitable cargada hacia el lado oeste del altiplano y las costas del norte de Chile, indicando un menor transporte de humedad desde el este del altiplano asociado a las menores anomalías de viento zonal y apoyando la idea de un mayor aporte de humedad desde la costa durante estos meses. Los casos SLL con anomalía de SST positiva muestran un patrón significativo y similar al observado en la figura 4.10 desde el centro-norte de Argentina hasta las costas de Ecuador. Presentan una magnitud y un área un poco mayor a los casos SLL con anomalía de SST negativa.

4.4.2. Altura Geopotencial y Vientos

En los 200 [hPa], las anomalías de geopotencial durante los meses SLL con anomalías de SST positivas es notoriamente más potente y extensa que en los casos con anomalía de SST negativa. En los casos lluviosos, las anomalías son bastante pequeñas y poco significativas sobre el altiplano, por lo que es una de las causas que los vientos durante estos meses no alcancen las magnitudes de los casos superlluviosos. Aun así, todos los casos muestran anomalías de vientos del este, lo que coincide con los casos de precipitación en el Altiplano (Figura 4.26). Al diferenciar en estos 4 casos se debilita un poco la señal asociada a la PSA, los centros de las anomalías positivas y negativas tienden a deformarse y los trenes de onda no se ven tan claramente como en la figura 4.14.

En la figura 4.27 se muestran las anomalías de altura geopotencial en 850 [hPa] en conjunto con los vientos asociados, se puede ver que los casos lluviosos presentan anomalías de vientos débiles en toda la zona alrededor de los Andes centrales, mientras que los meses superlluviosos exhiben anomalías de viento provenientes del norte y que bordean la costa de Perú y Chile en ambos casos, lo que sería factor al disminuir la surgencia y el transporte de aguas frías desde latitudes altas como se estableció anteriormente. Al otro lado este de la cordillera, los vientos en los casos SLL con anomalía de SST positiva son paralelos a esta y con dirección sur, en cambio, en los casos con anomalía de SST negativa aparecen vientos

que chocan con la cordillera, lo que podría producir un mayor transporte de humedad desde la Amazonía hacia el altiplano asociado a un ascenso orográfico.

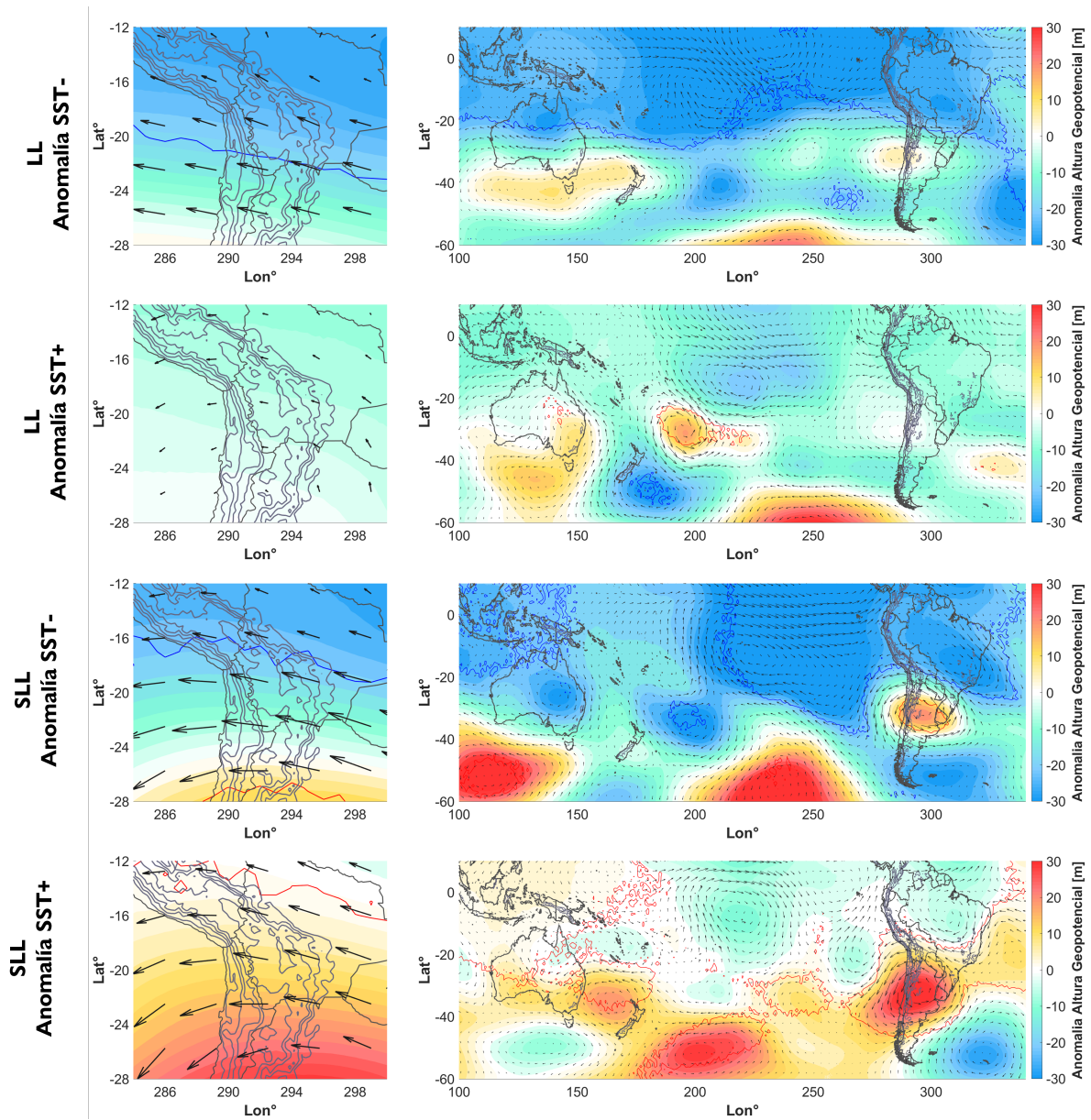


Figura 4.26: Anomalia de altura geopotencial en 200 [hPa] (colores) y vientos (vectores) para meses lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) diferenciando meses con anomalías positivas y negativas de SST en el polígono de costa. Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90 %. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

Los cortes longitudinales de viento zonal en la figura 4.28 muestran que los casos con anomalía de SST negativa presentan anomalías de viento del este de mayor magnitud que los meses con anomalía de SST positiva, lo que sugiere que existe un mayor transporte de humedad desde el este cuando la anomalía de SST es negativa. Por otra parte, se puede

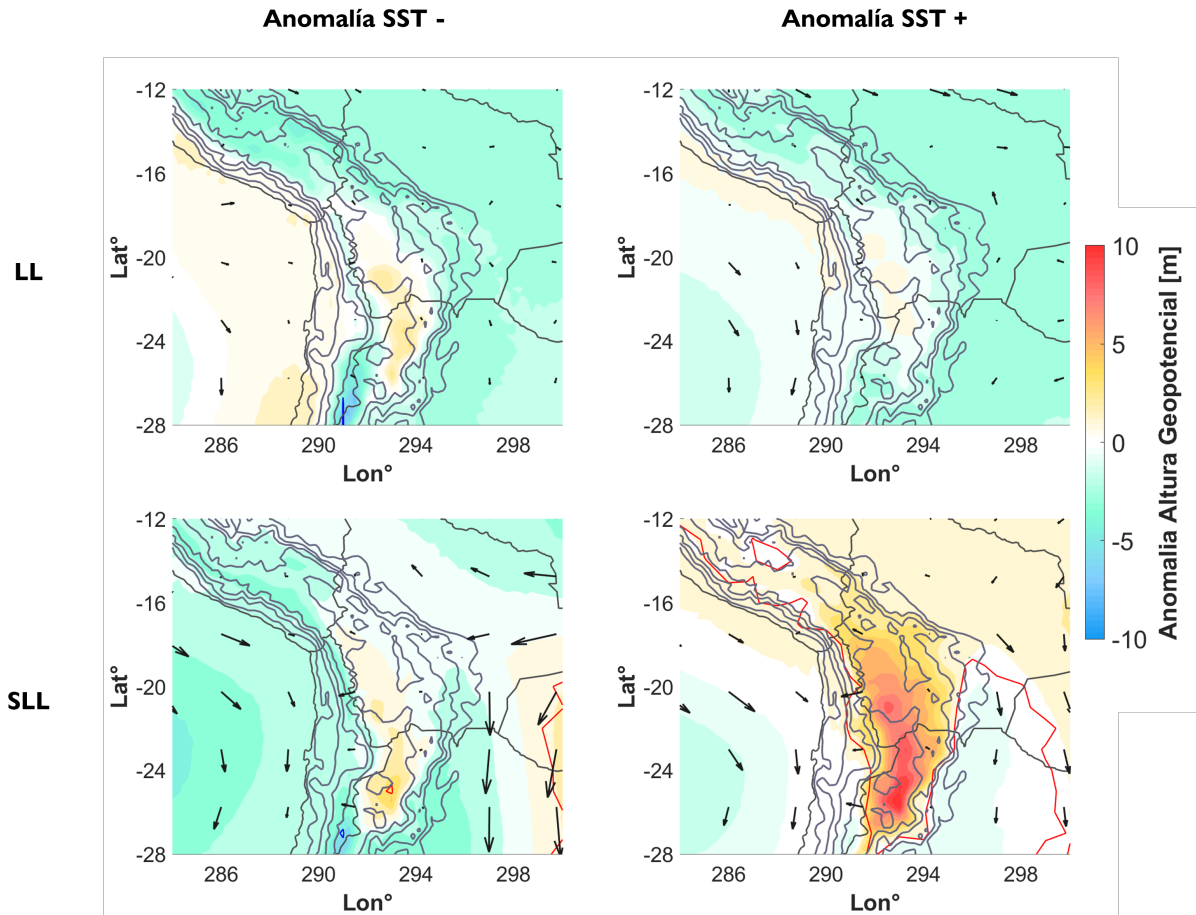


Figura 4.27: Anomalía de altura geopotencial en 850 [hPa] (colores) y vientos (vectores) para meses lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) diferenciando meses con anomalías positivas y negativas de SST en el polígono de costa. Los contornos grises corresponden a la elevación cada 1000 metros. Los contornos rojos y azules marcan los puntos estadísticamente significativos de acuerdo a un test de Montecarlo al 90 %. Zoom sobre la zona de estudio. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

apreciar que los vientos del este que aparecen inmediatamente sobre el altiplano son más fuertes y abarcan un área mayor en los casos con anomalía de SST negativa. Cabe destacar que las anomalías son significativas en todos los niveles por sobre los 700 [hPa]. En los casos SLL con anomalía de SST negativa se pueden observar las anomalías de viento este de mayor magnitud en la ladera este de la cordillera, apoyando la idea de vientos que ascienden producto de la orografía. Por el otro lado de la cordillera, durante los meses SLL con anomalías de SST positiva se pueden apreciar anomalías de viento oeste pequeñas pero significativas bajo los 800 [hPa], lo que indica que posiblemente exista un mayor transporte de humedad desde el Pacífico hacia el pre-altiplano. Esta anomalía de viento oeste aparece en todos los casos pero solo es significativa durante los meses SLL.

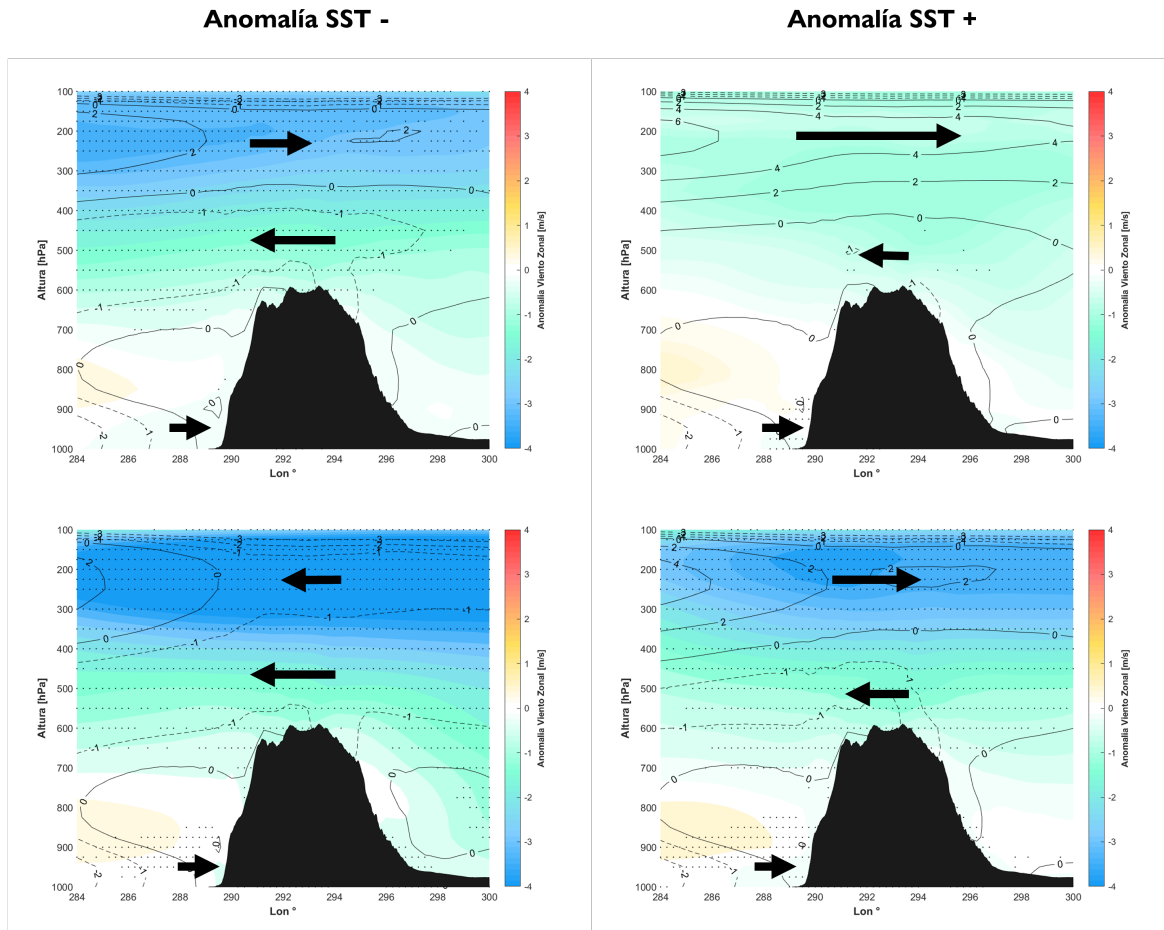


Figura 4.28: Anomalía (colores) y compuesto (contornos) de viento zonal para meses lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) diferenciando meses con anomalías positivas y negativas de SST en el polígono de costa. La humedad se promedia entre las latitudes 17.5°S y 23°S. Los puntos indican zonas con significancia al 95 %. Los símbolos indican el sentido vectorial del viento. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

Al observar los cortes longitudinales de anomalías de viento meridional (Figura 4.29) se aprecia que durante los meses con anomalía de SST negativa el centro de la anomalía de altura geopotencial se ubica unos $\sim 3^\circ$ de longitud hacia el este respecto a la posición en los meses con anomalía de SST positiva. También se diferencian los casos LL de los SLL al observar la zona al este de la Cordillera de los Andes, donde las anomalías son opuestas, intensificando el SALLJ en los casos SLL y debilitándolo en los casos LL, lo que se traduce en un mayor y menor transporte de humedad respectivamente. Estas anomalías no son significativas por lo que no se puede concluir en base a ellas, pero se acepta como un mecanismo posible de transporte de humedad a las zonas al este de la cordillera. Por el lado oeste aparecen anomalías negativas significativas bajo los 900 [hPa] en todos los casos, las cuales son posibles factores de la disminución de los vientos del sur y posiblemente el aumento de la SST. Los casos con anomalía de SST negativa a pesar de presentar anomalía de viento norte mantienen una

menor SST lo que puede deberse a un mayor enfriamiento general de la zona ecuatorial y tropical, tal y como se observa en la figura 4.23.

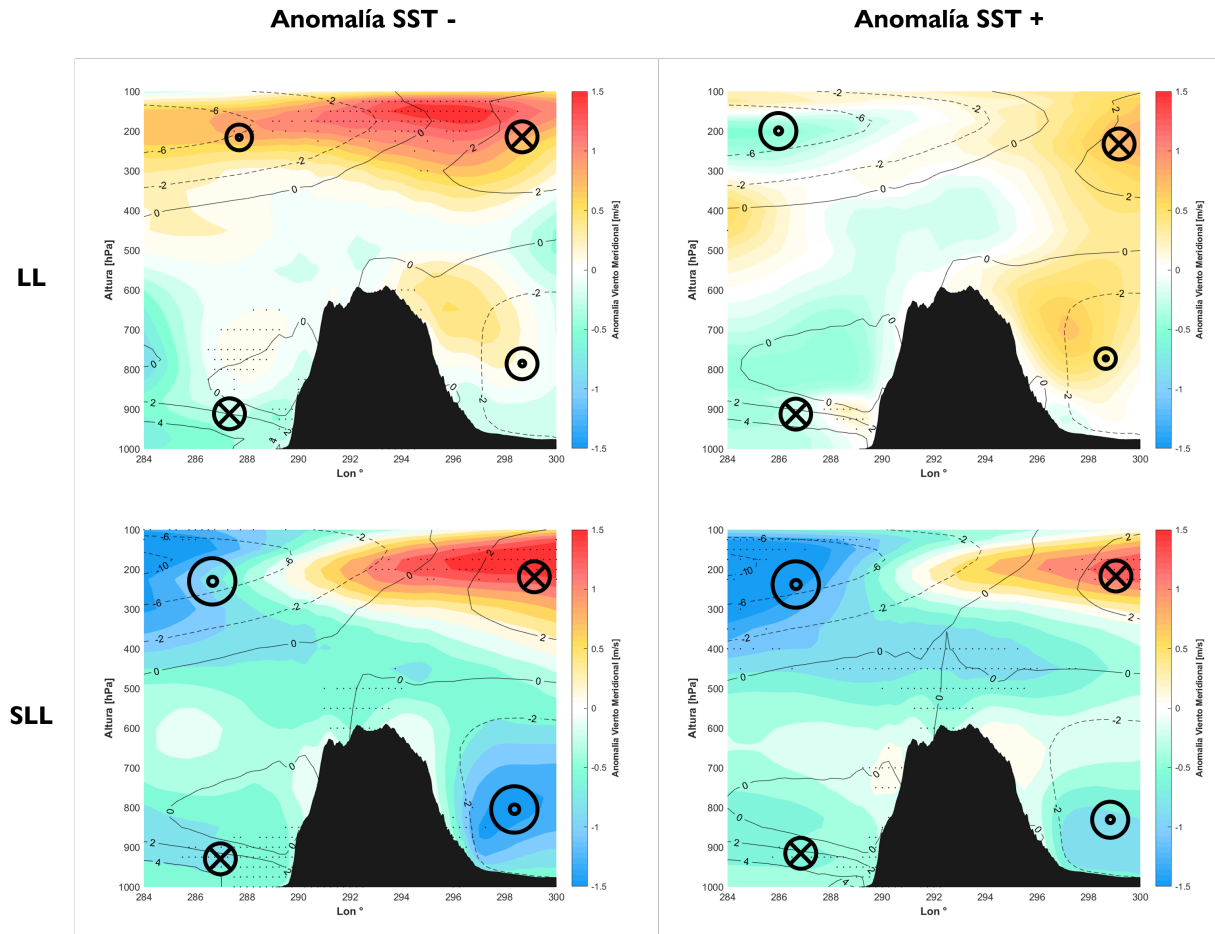


Figura 4.29: Anomalía (colores) y compuesto (contornos) de viento meridional para meses lluviosos (LL) y superlluviosos (SLL) diferenciando meses con anomalías positivas y negativas de SST en el polígono de costa. La humedad se promedia entre las latitudes 17.5°S y 23°S. Los puntos indican zonas con significancia al 95 %. Los símbolos indican el sentido vectorial del viento. Se utilizaron datos del reanálisis ERA5.

4.5. Origen de la humedad

Como se pudo ver en las secciones anteriores, una de las dudas más importantes surge al intentar establecer el origen de la humedad sobre el norte de Chile y el Pacífico este, la cual es factor importante en las precipitaciones sobre el pre-altiplano. Considerando un punto en la grilla cercano al pre-altiplano (20°S , 70°W) se calcularon las trayectorias hasta 48 horas hacia el pasado para todos los días de los meses superlluviosos de la tabla 3.3 a las 20 UTC (cerca de las ~ 16 hora local de cada día), considerando días sin precipitación también. La sección anterior sugiere una diferencia en el transporte de humedad durante los casos con anomalías de SST positiva y negativa, tomando mayor importancia la evaporación y transporte de vapor de agua sobre el Pacífico en el primer caso, mientras que en el segundo caso sería más importante el transporte de humedad desde el este de la cordillera.

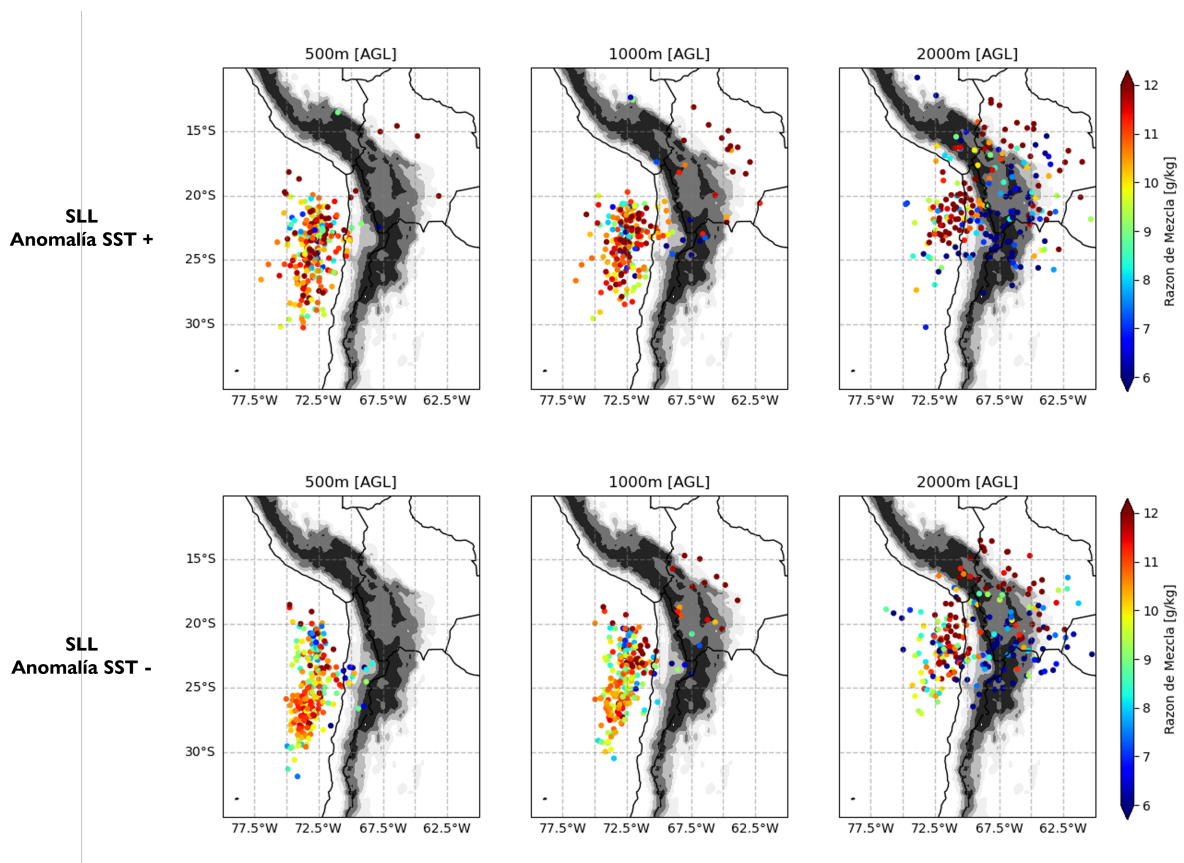


Figura 4.30: Trayectorias hacia el pasado (*Backward trajectories*) de parcelas con origen en 20°S , 70°W en 3 distintos niveles de altura (500, 1000 y 2000 metros sobre el nivel del suelo [MAGL]). Cada punto indica la posición de la parcela 48h antes del día considerado. Los colores indican la razón de mezcla de la parcela para ese instante.

En la figura 4.30 se puede apreciar que tanto para casos con anomalía de SST positiva y negativa no existen diferencias significativas, los puntos iniciales (-48h) de las parcelas son muy similares para ambos casos. Las parcelas que llegan a los niveles más bajos (500

y 1000 [MAGL]) en su mayoría provienen desde el Pacífico, con pequeñas diferencias en la razón de mezcla, mostrando parcelas más rojas los casos con anomalía de SST positiva (~ 12 [g/kg]) mientras que los casos con anomalía de SST negativa muestran colores más naranjas (~ 10 [g/kg]). En general las parcelas que provienen del Pacífico lo hacen desde el sur, lo que está de acuerdo a los cortes de viento meridional (Figura 4.29) que muestran compuestos de vientos del sur a lo largo de la costa del norte de Chile. Sobre los 2000 [MAGL] al menos la mitad de las parcelas provienen desde el este, ya sea desde el altiplano o las tierras bajas al otro lado de la cordillera. Varias de estas parcelas muestran una alta humedad, la cual va disminuyendo según cruzan el altiplano debido a la precipitación ocurrida en esa zona como se puede apreciar en la figura 4.31. Como indica la figura 4.2.a, siempre que llueve en el pre-altiplano, llueve en el altiplano. Por el lado de la costa, pareciera que los meses con anomalía de SST positiva presentan una mayor cantidad de parcelas con humedad ~ 12 [g/kg] que alcanzan los 2000 [MAGL].

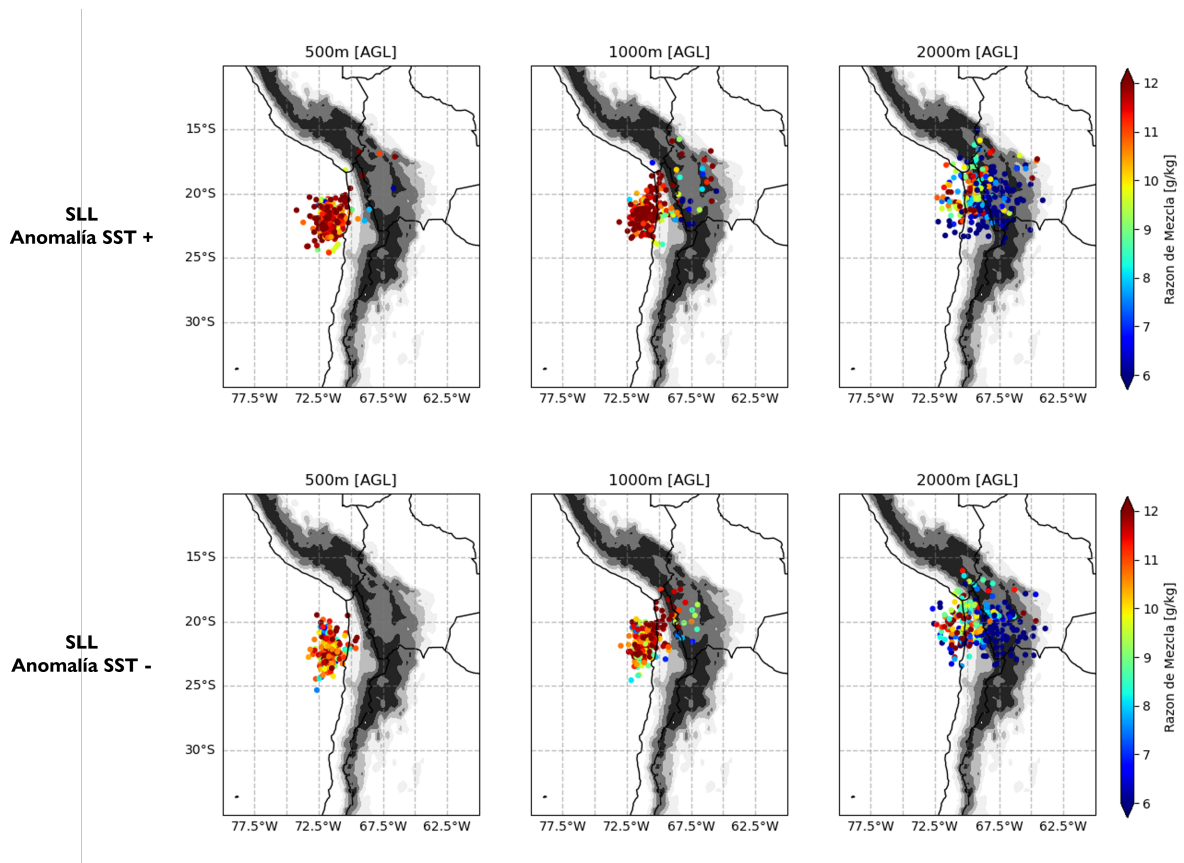


Figura 4.31: Trayectorias hacia el pasado (*Backward trajectories*) de parcelas con origen en 20°S, 70°W en 3 distintos niveles de altura (500, 1000 y 2000 metros sobre el nivel del suelo [MAGL]). Cada punto indica la posición de la parcela 24h antes del día considerado. Los colores indican la razón de mezcla de la parcela para ese instante.

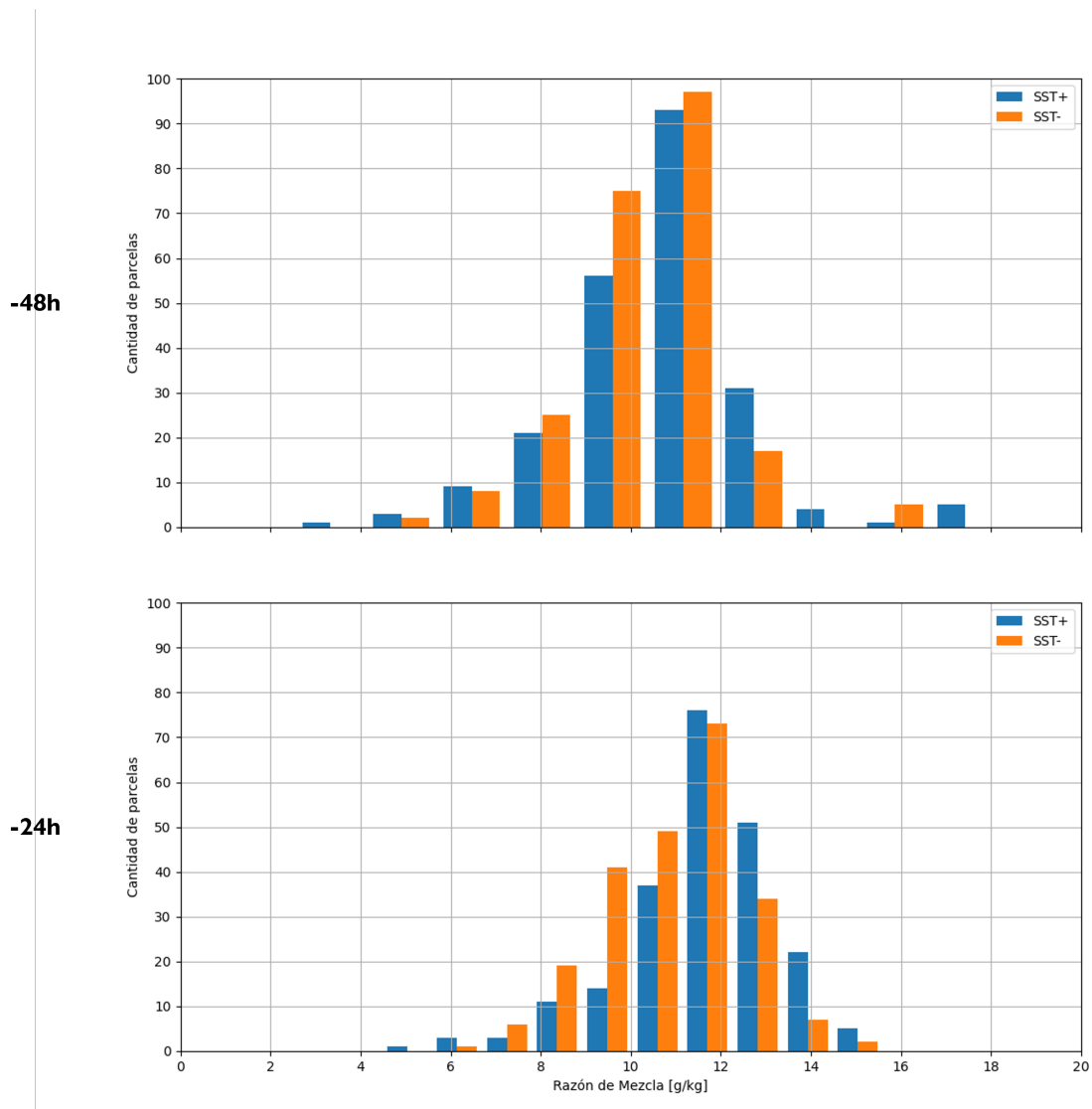


Figura 4.32: Histograma de humedad de parcelas originadas sobre el océano Pacífico para casos con anomalías de SST positivas y negativas.

Mientras avanza el tiempo, las parcelas por el lado del Pacífico van aumentando su humedad a medida que se van acercando al pre-altiplano, las cuales alcanzan los ~ 12 [g/kg] en los niveles más bajos para casos con anomalía de SST positiva, mientras que las parcelas que llegan a mayor altura lo hacen con casi la mitad de humedad o menos, aproximadamente ~ 6 [g/kg]. En los casos con anomalía de SST negativa la humedad es un poco menor pero también logra alcanzar los 12[g/kg] cerca de los 1000 [MAGL].

Para corroborar y dar un poco más de claridad a lo observado en los mapas de origen de las parcelas se calculó un histograma de la humedad de las parcelas generadas en el océano Pacífico, el cual se puede observar en la figura 4.32. Las distribuciones de humedad para casos con anomalías de SST positivas y negativas son muy similares, tanto 48 como 24 horas antes

de arribar al pre-altiplano. Los peaks de las distribuciones ocurren para los mismos valores de humedad (~ 12 [g/kg]) y al avanzar a las 24h se desplazan un poco hacia la derecha, corroborando el aumento de humedad observado en los mapas, además, la distribución de casos con anomalías de SST positivas presenta más parcelas con humedad mayor a 12 [g/kg], mientras que los casos con anomalías de SST negativas presentan más parcelas con humedad menor a 11 [g/kg].

En general, los casos con anomalías de SST positivas y negativas son muy similares, pero se observa una leve tendencia a llevar más humedad desde el Pacífico hacia el pre-altiplano durante los casos con mayor SST, lo que ayudaría a obtener mayores montos de precipitación a pesar de presentar anomalías de viento del este más bajas. Por otro lado, las parcelas que provienen desde el altiplano disminuyen bastante su humedad al pasar por sobre el altiplano, llegando al borde oeste con casi la mitad de su humedad inicial. Finalmente, la humedad proveniente desde la costa tiene un origen más bien desde la zona costera del centro-norte de Chile, al menos 48 horas antes de arribar al pre-altiplano. Los datos concuerdan con los mapas de anomalías de humedad (Figura 4.25), mostrando hasta 2[g/kg] de diferencia entre casos con anomalías de SST positivas y negativas, además de que los mapas de anomalía de SST (Figura 4.23) muestran una anomalía positiva a lo largo de la costa de todo Chile y en conjunto con una cierta cantidad de evaporación asociada y vientos del sur logran transportar la humedad hasta el pre-altiplano.

Capítulo 5

Discusiones finales y Conclusiones

En este trabajo se trató de generalizar las causas de la precipitación en el pre-altiplano chileno mediante el uso de los reanálisis ERA5, utilizando múltiples variables para caracterizar los campos predominantes en la atmósfera. En principio, la ubicación del pre-altiplano justo al oeste del altiplano produce una gran influencia en la cantidad de precipitación, ya que los casos secos y lluviosos en ambas zonas exhiben condiciones muy similares. Esto queda demostrado en los mapas de altura geopotencial (Figura 4.14), donde se observan patrones de anomalías anticiclónicas/ciclónicas sobre el centro sur de Sudamérica con respectivos meses lluviosos/secos al igual que lo observado por (Garreaud, 1999). Estas anomalías producen un debilitamiento/fortalecimiento del jet subtropical del oeste, permitiendo/bloqueando el paso de humedad desde la ladera este de la Cordillera de los Andes, una de las zonas más húmedas del planeta. A lo largo del Pacífico extra-tropical se observan trenes de ondas de Rossby, en un patrón denominado PSA, los cuales parecen ser los causantes de las anomalías de geopotencial en Sudamérica y por lo tanto de la precipitación. Los casos LL y SLL muestran patrones similares a la PSA pero con signo opuesto (figuras 1.12 y 4.14), lo que puede deberse al enfriamiento del Pacífico tropical. En general la PSA se asocia a eventos del Niño donde se observa un aumento de la SST sobre el Pacífico tropical, asociado a convección anómala y en consecuencia liberación de calor latente producto de la condensación del vapor de agua, generando una divergencia en niveles altos, la cual actúa como fuente de ondas planetarias [(Sarachik y Cane, 2010), (Cai et al., 2020)]. Además, los casos SLL muestran una tendencia significativa a producirse durante eventos de La Niña, mientras que los casos secos muestran una tendencia a producirse durante eventos del Niño, pero con una significancia estadística menor. Este mismo patrón ENSO/precipitaciones fue encontrado por [(Garreaud y Aceituno, 2001), (Vuille, 1999)] para eventos húmedo y secos sobre el altiplano. Reforzando la idea de

la importancia del ENSO en las precipitaciones, los mapas de SST muestran temperaturas más frías que el promedio climatológico en toda la zona ecuatorial del Pacífico durante los eventos de precipitación y los patrones espaciales de lluvia concuerdan con los descritos para eventos de La Niña.

En el caso del pre-altiplano, la diferencia entre meses superlluviosos (SLL) y meses lluviosos (LL) radica en gran parte en la magnitud de las anomalías de altura geopotencial, con valores de +30 [m] en los casos SLL produciendo lluvias entre 60-130 [mm] acumulados mensuales, mientras que durante los casos LL, las anomalías no superan los +10 [m] y las precipitaciones solo alcanzan entre 30 y 60 [mm] de acumulado mensual (Figura 4.2.a). En cuanto a la distribución espacial de la precipitación, los meses secos en el pre-altiplano también lo son en el altiplano, mientras que los meses LL la precipitación se concentra en el lado oeste del altiplano y la parte más alta del pre-altiplano. Durante los meses SLL la precipitación se extiende por todo el altiplano y alcanza la línea de los 1000 [m.s.n.m.] por el lado chileno. Además, las precipitaciones sobre el pre-altiplano muestran una pequeña inclinación NO-SE, lo que implica menores o nulas precipitaciones en la parte sur (~ Calama) (figuras 1.4 y 4.6).

Se pudo demostrar que la gran mayoría de los casos que precipita sobre el pre-altiplano se producen con anomalías de vientos del este en 200 [hPa], produciendo una disminución y en algunos casos hasta una reversión del jet subtropical, acompañado siempre de la aparición de vientos del este justo sobre el altiplano (figuras 4.18.a y 4.16). También, la humedad sobre el pre-altiplano y el Pacífico occidental muestra anomalías positivas durante todos los meses SLL y en promedio alcanza valores de ~ 10 [g/kg], mientras que la SST es muy variable tanto en casos LL como SLL y pareciera equilibrar la falta de vientos del este en ciertas ocasiones. La figura 4.19 muestra que la SST logra generar precipitaciones en ciertos casos que la anomalía de viento proviene del oeste (cuadrante superior derecho), además tres de los casos con mayor precipitación se dan con anomalías de temperatura superiores a 1°C . De todas formas, la SST por sí sola solo es capaz de humidificar la capa atmosférica sobre el océano y requiere aportes de humedad desde la zona centro-norte de Chile, al menos a nivel superficial.

Al separar los análisis para casos con anomalía de SST positiva y negativa se observan diferencias que podrían explicar de mejor forma los montos de precipitación de cada mes. En primer lugar, las anomalías de viento del este durante los casos SST+ son menores que los casos SST- para meses LL y SLL (Figura 4.19), además, la humedad en la capa más baja sobre el Pacífico presenta anomalías negativas en los casos SST- lo que sugiere una menor

producción de vapor de agua en la costa y un mayor transporte de humedad desde el este (Figura 4.24). Por otro lado, durante los meses SLL se intensifica el SALLJ (Figura 4.29), el cual es capaz de transportar humedad desde el Atlántico hacia los interiores del continente, alcanzando mayor magnitud durante los casos SST-, lo que refuerza la idea de un mayor transporte de humedad desde la ladera este de la cordillera, pero al no ser significativas las anomalías hacen falta más estudios para comprobar esta teoría. En los casos con SST+ se observa una disminución de la magnitud de la anomalía de SST sobre el Pacífico ecuatorial y manchas cálidas a lo largo de la costa de Chile (Figura 4.23). Durante todos los meses SLL, el análisis mediante HYSPLIT muestra un transporte de parcelas de aire en niveles bajos desde el Pacífico sur hacia el pre-altiplano, con mayor razón de mezcla en los casos SST+, mientras que en altura (2000 [MAGL]) las parcelas provienen tanto del Pacífico como del otro lado de la cordillera.

Respecto a las hipótesis propuestas al inicio de este trabajo, los resultados sugieren que ambas trabajan en conjunto para generar las precipitaciones sobre el pre-altiplano. Las anomalías de viento del este parecen afectar en mayor medida los montos de precipitación, mientras que la SST favorece la humidificación de la capa más superficial sobre el océano pero requiere de un método que transporte esa mayor cantidad de humedad sobre el pre-altiplano y por lo tanto recibe un rol más secundario. Los vientos del oeste de la circulación local observados por (Rutllant et al., 2013) es un factor observado también en los cortes longitudinales de viento zonal (Figura 4.28) y son capaces de transportar la humedad hacia el interior del continente. Posiblemente las anomalías de viento del oeste en casos de precipitación se observen mejor al analizar eventos por separado (en escalas más pequeñas de tiempo). Un resumen se puede apreciar en los esquemas de las figuras 5.1 y 5.2.

Para finalizar, respecto a las mejoras y posibles continuaciones para este trabajo quedan pendientes análisis a escala diaria/semanal de los episodios de precipitación, puesto que en este trabajo la mayoría de los análisis fueron en base a promedio mensuales. En segundo lugar, el análisis de trayectorias se puede mejorar bastante con el uso de una base de datos con un grillado más fino y/o mediante simulaciones computacionales en WRF (*Weather Research and Forecasting*). En tercer lugar, en el futuro, una red más densa de estaciones meteorológicas y/o radiosondeos permitirá una mejor validación de datos y un mejor análisis, ya que en este caso el reanálisis y las estaciones muestran grandes diferencias en cuanto a la magnitud de la precipitación (Figura 3.2).

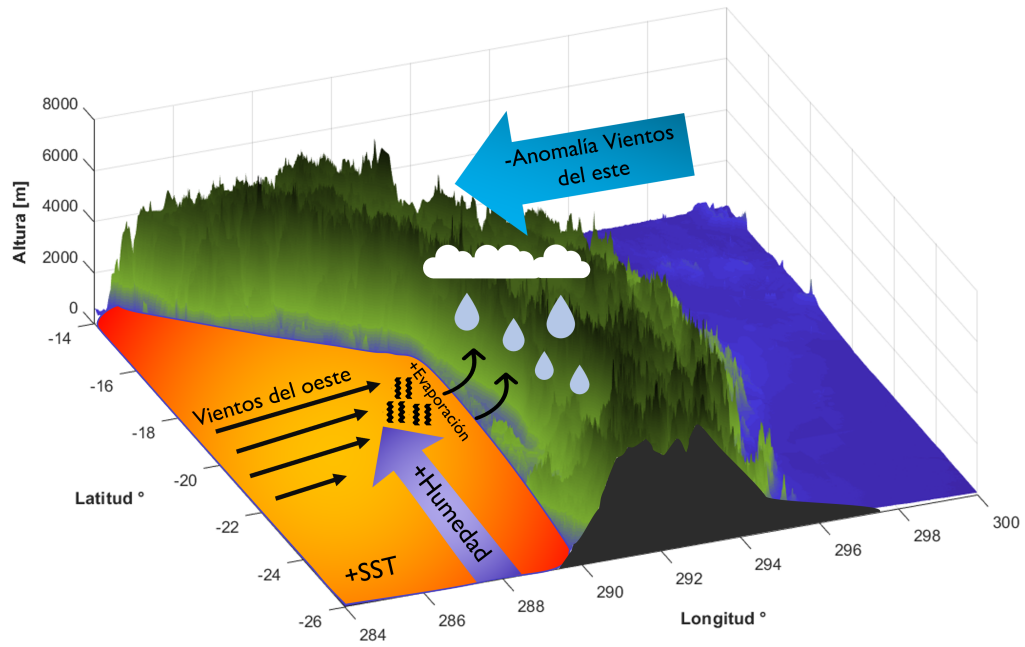


Figura 5.1: Esquema de los mecanismos que producen precipitación en el pre-altiplano para meses con anomalía de SST positiva en la costa.

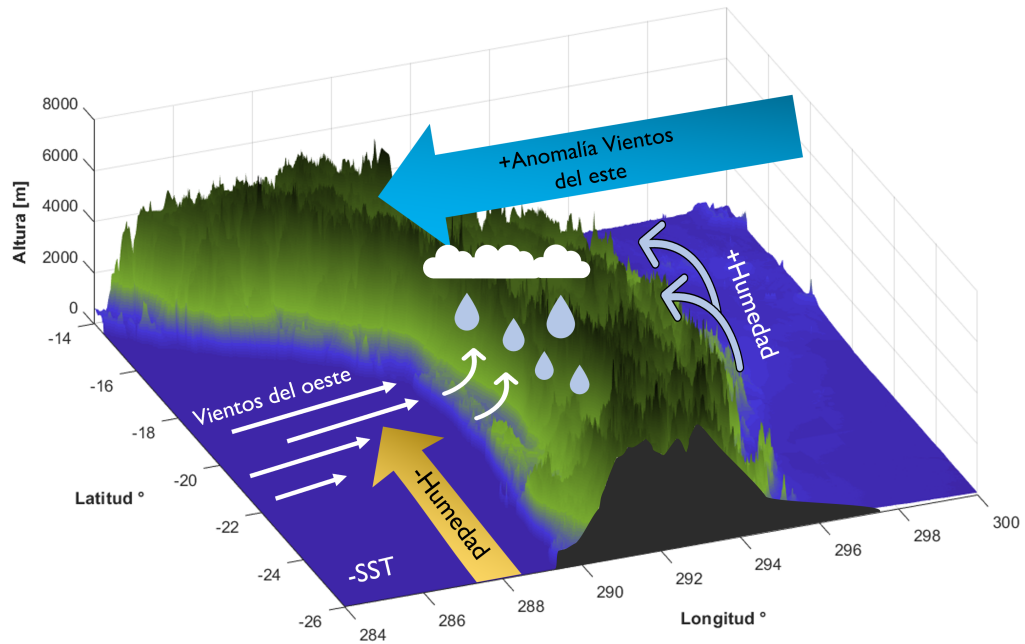


Figura 5.2: Esquema de los mecanismos que producen precipitación en el pre-altiplano para meses con anomalía de SST negativa en la costa.

Bibliografía

- [1] Bozkurt, D., Rondanelli, R., Garreaud, R., y Arriagada, A. (2016). Impact of warmer eastern tropical pacific sst on the march 2015 atacama floods. *Monthly Weather Review*, 144(11), 4441–4460.
- [2] Brown, J. R., Lengaigne, M., Lintner, B. R., Widlansky, M. J., van der Wiel, K., Dutheil, C., ... Renwick, J. (2020). South pacific convergence zone dynamics, variability and impacts in a changing climate. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(10), 530–543.
- [3] Cai, W., McPhaden, M. J., Grimm, A. M., Rodrigues, R. R., Taschetto, A. S., Garreaud, R. D., ... others (2020). Climate impacts of the el niño–southern oscillation on south america. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(4), 215–231.
- [4] CHV Noticias. (2018). *Aluviones e inundaciones afectan al norte del país por fuertes lluvias*. https://www.chvnoticias.cl/nacional/aluviones-e-inundaciones-afectan-al-norte-del-pais-por-fuertes-lluvias__20180204/. (Accessed: 2022-05-04)
- [5] CR2. (s.f.). *Datos de precipitación*. <https://www.cr2.cl/datos-de-precipitacion/>. (Accessed: 2022-05-04)
- [6] Didan, K. (2015). *Mod13c2 modis/terra vegetation indices monthly l3 global 0.05deg cmg v006 [data set]*. (NASA EOSDIS Land Processes DAACc. Accessed 2022-09-20 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD13C2.006>)
- [7] El Mostrador. (2019). *Invierno altiplánico: fuertes lluvias dejan un muerto, 2 desaparecidos y arrasan campamentos*. <https://www.elmostrador.cl/noticias/pais/2019/02/01/invierno-altiplanico-fuertes-lluvias-dejan-un-muerto-2-desaparecidos-y-arrasan-campamentos>. (Accessed: 2022-05-04)
- [8] Falvey, M., y Garreaud, R. (2005). Moisture variability over the south american altiplano during the south american low level jet experiment (salljex) observing season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D22).

- [9] Garreaud, R. (1999). Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central andes. *Monthly Weather Review*, 127(5), 901–921.
- [10] Garreaud, R. (2000). Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the south american altiplano. *Monthly Weather Review*, 128(9), 3337–3346.
- [11] Garreaud, R., y Aceituno, P. (2001). Interannual rainfall variability over the south american altiplano. *Journal of climate*, 14(12), 2779–2789.
- [12] Garreaud, R., Molina, A., y Farias, M. (2010). Andean uplift, ocean cooling and atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1-2), 39–50.
- [13] Garreaud, R., y Rutllant, J. (1996). Análisis meteorológico de los aluviones de antofagasta y santiago de chile en el periodo 1991-1993. *Atmósfera*, 9(4).
- [14] Garreaud, R., Vuille, M., y Clement, A. (2003). The climate of the altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 194(1-3), 5–22.
- [15] Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., y Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180–195.
- [16] Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., . . . others (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049.
- [17] Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., . . . Joseph, D. (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis project.
- [18] Karoly, D. J. (1989). Southern hemisphere circulation features associated with el niño-southern oscillation events. *Journal of Climate*, 2(11), 1239–1252.
- [19] Mo, K., y Higgins, R. (1998). The pacific–south american modes and tropical convection during the southern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 126(6), 1581–1596.
- [20] Mo, K., y Paegle, J. (2001). The pacific–south american modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 21(10), 1211–1229.
- [21] Montecinos, A., y Aceituno, P. (2003). Seasonality of the enso-related rainfall variability in central chile and associated circulation anomalies. *Journal of climate*, 16(2), 281–296.
- [22] NOAA. (s.f.). *Cold warm episodes by season*. <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/>

- products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. (Accessed: 2022-09-20)
- [23] Rodwell, M., y Hoskins, B. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15), 3192–3211.
- [24] Ronchail, J. (1995). Variabilidad interanual de las precipitaciones en bolivia. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24(3), 369–378.
- [25] Rutllant, J., y Fuenzalida, H. (1991). Synoptic aspects of the central chile rainfall variability associated with the southern oscillation. *International Journal of Climatology*, 11(1), 63–76.
- [26] Rutllant, J., Fuenzalida, H., y 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(D17).
- [27] Rutllant, J., Muñoz, R., y Garreaud, R. (2013). Meteorological observations on the northern chilean coast during vocals-rea. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(6), 3409–3422.
- [28] Sarachik, E. S., y Cane, M. A. (2010). *The el nino-southern oscillation phenomenon*. Cambridge University Press.
- [29] SONAMI. (s.f.). *Mapa minero de chile*. <https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/mapa-minero-de-chile.pdf>. (Accessed: 2022-09-13)
- [30] Stein, A., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J., Cohen, M., y Ngan, F. (2015). NOAA's hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059–2077.
- [31] T13. (2016). *Desvío de varios ríos en la región de arica provoca masivo corte de agua*. <https://www.t13.cl/noticia/nacional/lluvias-causan-aumento-caudales-rios-region-arica-y-parinacota>. (Accessed: 2022-05-04)
- [32] Vargas, G., Rutllant, J., y Ortlieb, L. (2006). Enso climate teleconnections and mechanisms for holocene debris flows along the hyperarid coast of western south america (17–24 ° s), earth planet. *Sc. Lett*, 249, 467–483.
- [33] Vicencio, J. (2020). 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.
- [34] Vuille, M. (1999). Atmospheric circulation over the bolivian altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 19(14), 1579–1600.

- [35] Wang, C., Deser, C., Yu, J.-Y., DiNezio, P., y Clement, A. (2017). El niño and southern oscillation (enso): a review. *Coral reefs of the eastern tropical Pacific*, 85–106.
- [36] Xu, K., Zhong, L., Ma, Y., Zou, M., y Huang, Z. (2020). A study on the water vapor transport trend and water vapor source of the tibetan plateau. *Theoretical and Applied Climatology*, 140(3), 1031–1042.
- [37] Yang, H., Xu, G., Mao, H., y Wang, Y. (2020). Spatiotemporal variation in precipitation and water vapor transport over central asia in winter and summer under global warming. *Frontiers in Earth Science*, 8, 297.

Anexo

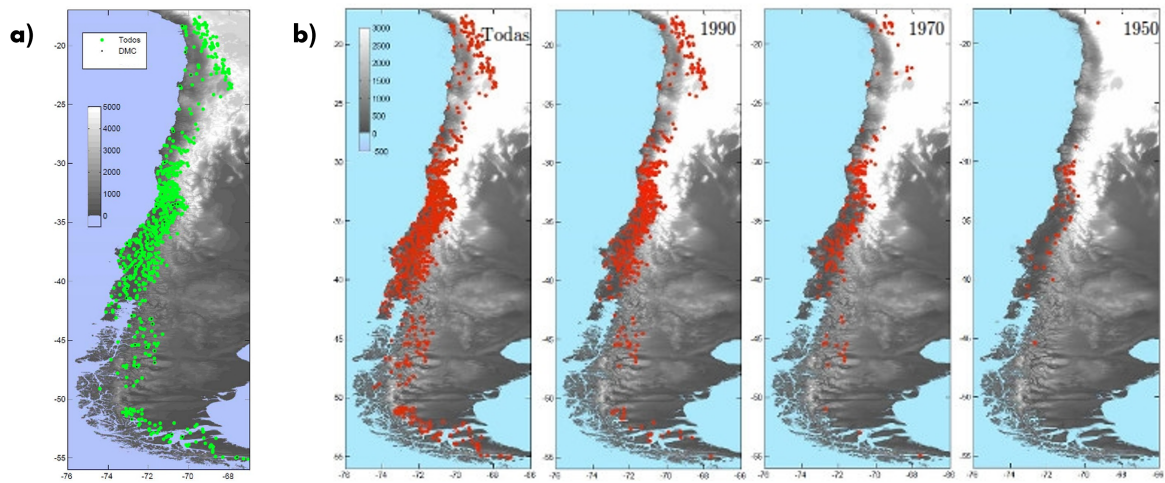


Figura A.1: (a) Estaciones que miden precipitación disponibles, donde las marcadas con un punto negro corresponden a la DMC. (b) Cantidad de estaciones para las cuales hay información de acuerdo a la fecha de inicio de las observaciones. (CR2, s.f.)

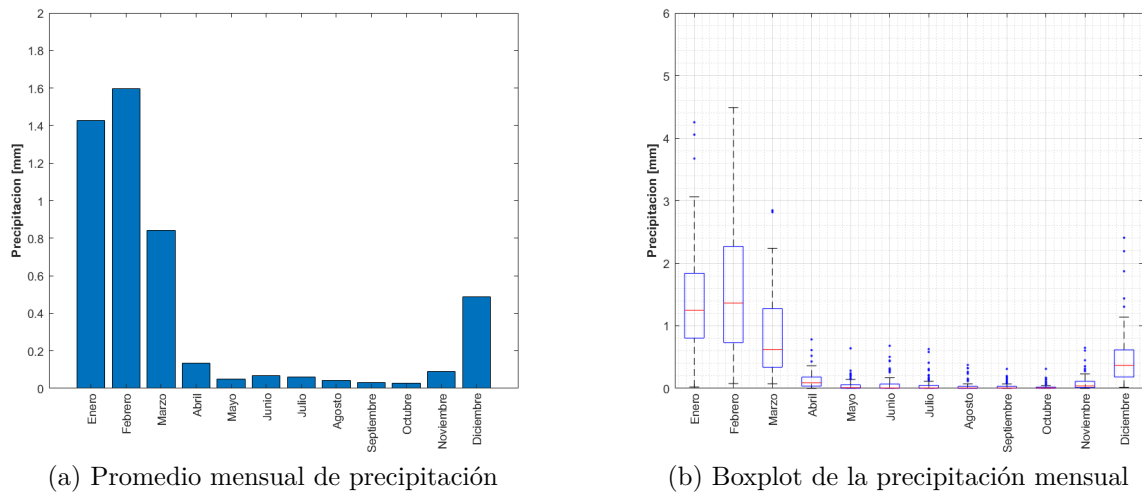
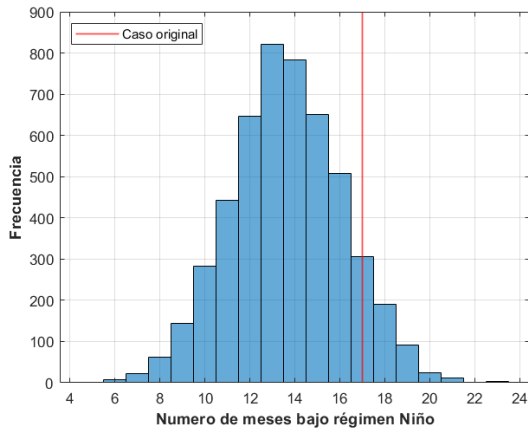
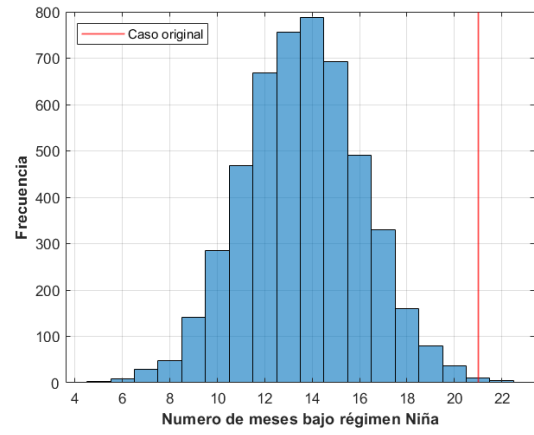


Figura A.2: (a) Promedio mensual de precipitación para todos los meses entre 1950 y 2021. (b) Boxplot de precipitación mensual para el mismo periodo.



(a) Meses Secos



(b) Meses Superlluviosos

Figura A.3: (a) Distribución de montecarlo para la relación entre meses secos y fenómeno de El Niño. (b) Distribución de montecarlo para la relación entre meses superlluviosos y fenómeno de La Niña.