



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

VARIABILIDAD INTERANUAL DEL TRANSPORTE DE HUMEDAD EN EL
PACÍFICO SUR Y SU RELACIÓN CON LA PRECIPITACIÓN EN CHILE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

DIEGO ALVARO CAMPOS DÍAZ

PROFESOR GUÍA:
ROBERTO RONDANELLI ROJAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
RENÉ GARREAUD SALAZAR
ALDO MONTECINOS GULA
JUAN PABLO BOISIER ECHENIQUE

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
POR: DIEGO ALVARO CAMPOS DÍAZ
FECHA: 2020
PROF. GUÍA: ROBERTO RONDANELLI ROJAS

VARIABILIDAD INTERANUAL DEL TRANSPORTE DE HUMEDAD EN EL PACÍFICO SUR Y SU RELACIÓN CON LA PRECIPITACIÓN EN CHILE

La relación entre las precipitaciones en Chile y el fenómeno de El Niño en la escala interanual ha sido estudiada desde principios de los 1980s. Las teleconexiones tropicales, mediadas por las ondas de Rossby que se propagan sobre el Pacífico, son las principales responsables de generar la existencia de un bloqueo en latitudes altas y una difluencia que desvía el flujo de latitudes medias hacia latitudes más bajas y como consecuencia la zona central de Chile experimenta un aumento en las precipitaciones durante los eventos cálidos de ENSO. Esta explicación, si bien considera los aspectos dinámicos de la teleconexión y un desplazamiento hacia el norte del cinturón de bajas presiones, no le acredita importancia al transporte de vapor de agua desde los trópicos hacia latitudes medias de Sudamérica. En el presente trabajo se ha estudiado la variabilidad interanual relacionada con ENSO del contenido y transportes de humedad y su asociación con la precipitación en Chile en el periodo invernal (trimestre JJA). Para ello se utilizaron datos mensuales de humedad específica y viento, en toda la columna, del reanálisis ERA-Interim para construir una base de datos de transporte integrado de vapor de agua (IVT) y agua precipitable (PW), además de un catálogo de ríos atmosféricos (RAs) generado a partir de datos de ERA-Interim en la escala subdiaria. Mismas variables fueron obtenidas a partir de datos de radiosondeos en Tahití, Isla de Pascua y Santo Domingo. Se utilizaron datos diarios de precipitación de estaciones meteorológicas a lo largo de Chile y se construyó un índice de precipitación estacional dividiendo Chile en 5 zonas, norte (N), centro-norte (CN), centro-sur (CS), sur (S) y austral (A). Además, se utilizaron datos grillados de temperatura superficial del mar (TSM) y datos del índice oceánico de El Niño (ONI). Mediante en análisis de correlaciones internuales, que permitieron estudiar la covariabilidad entre el contenido y transporte de humedad con las precipitaciones y la TSM en el Pacífico sur y en la región de El Niño y el análisis de compuestos de anomalía de contenido y transporte de humedad y frecuencia e intensidad de los RAs que llegan al centro-sur de Chile en años de El Niño y La Niña, se observó que durante la fase cálida de ENSO, se favorece el transporte de humedad desde el Pacífico tropical hacia la costa sudamericana, provocado principalmente por un aumento en la magnitud del chorro subtropical y un aumento en el contenido de agua precipitable cerca de la costa de Sudamérica. Los cambios en la circulación, y por lo tanto en el IVT, están asociados a la propagación de una onda de Rossby cuasi-estacionaria que posiciona una baja presión subtropical anómala en cuyo borde norte se maximizan las anomalías de IVT y de frecuencia de RAs, así como también de perturbaciones en la tropósfera media, lo que se puede interpretar como una zona de convergencia. Este aumento en el transporte de vapor durante los inviernos de El Niño provoca un aumento en el contenido de vapor de agua en la costa de Chile así como también la llegada de extensos RAs más intensos en contenido y transporte de humedad a la zona CN, lo que se traduce en tasas de precipitación diarias más intensas durante el invierno. Son estos aspectos los que en conjunto configuran un invierno lluvioso en Chile centro-sur durante los años El Niño. Situación opuesta se observa durante los inviernos La Niña.

A todos quienes de alguna manera me apoyaron durante el desarrollo de este trabajo.

Agradecimientos

Quisiera agradecer al Departamento de Geofísica (DGF) de la Universidad de Chile, en particular al profesor Roberto Rondanelli por todas las valiosas ideas para el desarrollo de este trabajo y mis años en el Magíster de Meteorología y Climatología (MMC). A la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) por el apoyo durante la realización de mi maestría y en particular a Ricardo Vásquez por todas las valiosas conversaciones y discusiones sobre mi trabajo.

Agradezco también a Bin Guan y Duane Waliser por los datos de ríos atmosféricos. A René Garreaud, Deniz Bozkurt, Juan Pablo Boisier, Maximiliano Viale y otros integrantes del DGF por sus ideas y recomendaciones.

Por último, pero no por eso menos importante, quisiera agradecer a mi familia y amigos por todo el apoyo durante estos años de estudio y a Cristina Espinoza por todo el apoyo y paciencia.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Hipótesis y preguntas de investigación	10
1.2. Objetivos	10
2. Datos y Métodos	12
2.1. Temperatura superficial del mar y selección de años El Niño y La Niña	12
2.2. Variables atmosféricas en altura	14
2.3. Catálogo de Ríos Atmosféricos	15
2.4. Datos de precipitación	17
2.5. Datos de altura	18
2.6. Cálculo de anomalías y correlaciones	19
2.7. Análisis de datos diarios	20
2.8. Descomposición de las anomalías de IVT	21
3. Resultados	22
3.1. Caracterización del periodo invernal (Junio-Julio-Agosto)	22
3.2. Relación entre el contenido y transporte de humedad y la precipitación de invierno en Chile	28
3.3. Relación entre la temperatura superficial del mar, el contenido y transporte de humedad y la frecuencia de RAs	34
3.3.1. Relación entre TSM y el transporte de humedad	34
3.3.2. Relación de PW y RAs con el transporte de humedad	35
3.4. Anomalías del contenido y transporte de humedad asociadas a ENSO	37
3.4.1. Relación entre ONI y el contenido y transporte de humedad	38
3.4.2. Modos de variabilidad del contenido y transporte de humedad	39
3.4.3. Anomalías asociadas con El Niño	41
3.4.4. Anomalías en la vertical	44
3.4.5. Anomalías en la escala diaria	49
3.5. Anomalías del transporte de humedad y teleconexiones asociadas a ENSO	55
4. Discusión y Conclusiones	60
4.1. Discusión	60
4.2. Principales conclusiones	69
5. Trabajo Futuro	71
6. Anexos	72

6.1. Comparación entre reanálisis	72
6.2. Catálogo de Ríos Atmosféricos	77
6.3. Covarianza internanual del contenido y transporte de humedad con la precipitación en Chile centro y sur	78
6.4. Relación entre PT-ERA y el transporte de humedad	79
6.5. Anomalías asociadas con La Niña	80
6.6. Anomalías con ENSO utilizando NCEP-NCAR	82
6.7. Anomalías en la escala sinóptica	83
6.8. Descomposición de IVT	84
Bibliografía	85

Índice de Tablas

2.1.	Valores del índice ONI(JJA) para los años de El Niño y La Niña seleccionados.	13
2.2.	Base de datos de temperatura superficial del mar mensual global obtenida de ERSSTv5.	14
2.3.	Datos obtenidos desde el reanálisis ERA-Interim, entre 1979 y 2014.	14
2.4.	Datos obtenidos desde el reanálisis NCEP-NCAR, entre 1948 y 2016, y desde la base de datos de NOAA Interpolated OLR entre 1974 y 2016, para el caso de la OLR	15
2.5.	Catálogo de forma y aterrizaje de Ríos Atmosféricos obtenida de la base de datos generada por Guan and Waliser (2015).	16
2.6.	Listado y coordenadas de las estaciones meteorológicas utilizadas, entre 1961 y 2015. La zona corresponde a norte (N), centro-norte (CN), centro-sur (CS), sur (S) y Austral (A).	17
2.7.	Base de datos de precipitación acumulada mensual global obtenida de ERA-Interim.	18
2.8.	Datos de radiosondeos obtenidos para las 12 UTC. Se obtuvo humedad específica (q), viento zonal (u) y viento meridional (v).	19
3.1.	Promedios y desviaciones estándar estacionales (JJA) de parámetros asociados a ríos atmosféricos y precipitación en la zona CN. En negrita se resaltan aquellos promedios que son significativamente distintos de la climatología según análisis de montecarlo con un 95 % de confianza (siguiendo la metodología descrita en la sección 2.7).	54
3.2.	Promedios y desviaciones estándar estacionales (JJA) de parámetros asociados a ríos atmosféricos y precipitación en las zonas CS y S. Las variables están abreviadas, para nombres completos y unidades ver tabla 3.1 y descripción en el texto.	54
3.3.	Correlaciones (r) estacionales (IP = índice de precipitación). Significancia a un 95 % de confianza en negrita.	57
6.1.	Datos TPW obtenidos desde la base de datos de REMSS, entre 1987 y 2016.	72

Índice de Ilustraciones

1.1. Esquema de la propagación de onda de Rossby atmosférica. (a) Ilustración esquemática del patrón de anomalías de altura en la tropósfera alta sobre el Océano Pacífico durante la etapa inicial de ENSO en el invierno del hemisferio sur (Karoly, 1989). (b) Esquema de los cambios dominantes en la tropósfera alta, en el hemisferio norte, en respuesta a incrementos en la SST, convección aumentada y divergencia anómala en la tropósfera alta en la vecindad al ecuador (región punteada). Flujo divergente anómalo a cada hemisferio da como resultado convergencia subtropical y un par de anticiclones anómalos en la frontera del ecuador indicado por las líneas de corriente. Un tren de onda de alternadas altas y bajas anómalas de geopotencial y función corriente resultantes de la onda cuasi-estacionaria de Rossby (unidas por línea doble). A su vez, esto típicamente produce un desplazamiento hacia el polo del storm-track asociado con el jet subtropical, llevando a una actividad de ciclones aumentada al sur (sombreado oscuro) y disminuida al norte (sombreado claro) del primer centro ciclónico en ambos hemisferios (Trenberth <i>et al.</i> , 1998).	3
1.2. (a) Compuesto de presión a nivel del mar del patrón sinóptico más frecuente durante eventos de precipitación en Chile central en los años 1972 y 1982 (Rutllant and Fuenzalida, 1991). (b) Patrón de diferencias en la frecuencia de anomalías transitorias (abajo) y persistentes (arriba) de altura geopotencial en 500 hPa entre inviernos lluviosos y secos en Chile central (30°-35°S). Valores positivos (negativos) indican una mayor frecuencia de anomalías ciclónicas (anticiclónicas) durante inviernos lluviosos e inversamente durante años secos (Montecinos and Aceituno, 2003).	4
1.3. Esquema de las características del chorro y transporte de humedad asociado con (a) el quiebre de onda de Rossby anticiclónico durante el invierno La Niña y (b) el quiebre de onda de Rossby anticiclónico durante el invierno El Niño. El tamaño y dirección de la flecha azul representan la magnitud y dirección del chorro, y la flecha naranja representa la dirección del transporte de humedad (Ryoo <i>et al.</i> , 2013). (c) Compuesto de anomalías de frecuencia de RAs (% del tiempo) para los meses NDEFM durante La Niña (arriba) y El Niño (abajo) (Guan and Waliser, 2015).	7

1.4.	(a) Modelo conceptual de una tormenta cálida (asociada a río atmosférico) en Chile central. La ilustración muestra la posición del frente frío (símbolo convencional), la corriente en chorro en altura (flecha naranja), el chorro de bajo nivel (flechas blancas gruesas), vientos en superficie (flechas blancas finas), áreas de precipitación moderada-intensa (sombreado azul), río atmosférico (moderada-intenso contenido de agua precipitable integrada, sombreado magenta) y centros de presión en latitudes medias (contornos blancos) (Garrereaud, 2013). (b) Representación conceptual de las condiciones típicas de escala sinóptica y regional durante eventos de precipitación orográfica intensa sobre los Andes subtropicales. La flecha blanca a lo largo del frente frío asociado con el ciclón subtropical representa transporte intenso de vapor de agua (río atmosférico) hacia los Andes, las flechas grises corresponden a jet de barrera y corrientes ascendentes y descendentes en los Andes. Las condiciones típicas de tiempo atmosférico son indicadas con íconos, como lluvia, nieve, nubes orográficas y viento descendente intenso (Viale and Nuñez, 2011). (c) Frecuencia anual (número promedio de días con RA por año) de RAs que tocan tierra en Sudamérica para el periodo 2001-2016 (Viale <i>et al.</i> , 2018). (d) Eje de 140 RAs al momento que tocaron tierra entre 2001y 2002. La magnitud media del IVT de cada RA se colorea como débil (azul, bajo el percentil 25 %), moderado (verde, entre los percentiles 25 % y 75 %) o fuerte (rojo, sobre el percentil 75 %) (Viale <i>et al.</i> , 2018).	9
2.1.	Promedio de 30 años de temperatura superficial del mar en la región Niño 3.4 (ERSST.v5).	12
2.2.	Índice ONI promedio para el periodo JJA entre 1951 y 2016. Barras rojas (azules) corresponden a los años El Niño (La Niña). Datos obtenidos desde CPC, NOAA/PSD.	13
2.3.	Figura extraída de Guan and Waliser (2015). (a) Todos los RAs detectados en un periodo arbitrario de 6 h. Cada color indica un único RA. (b) Un RA extraído de la figura (a), mostrando la forma (verde), eje (azul), ubicación del aterrizaje (punto blanco), y otros atributos (que se muestran en la parte superior izquierda) obtenidos con el algoritmo. También se muestra el IVT (vectores grises graficados si $IVT > 100$ kg/m/s), magnitud (colores) y el contorno de 20 mm de PW (puntos magenta). Los puntos A y B marcan los puntos de grilla extremos que se utilizan para calcular la longitud del RA.	16
2.4.	Mapa con ubicación de las estaciones utilizadas en el estudio y su agrupación climática. Series de tiempo con el índice de precipitación estacional para cada zona.	18
2.5.	Número de radiosondeos por año para el periodo invernal en cada lugar de lanzamiento. Total de datos posible por invierno = 92 lanzamientos.	19
3.1.	Climatología 1981-2010 para el periodo invernal (JJA). (a) Climatología del agua precipitable en colores (en kg/m ²), IVT en vectores (en kg/m/s) y frecuencia de RAs en contornos (expresados en % del tiempo). Puntos blancos indican lugares de lanzamiento de radiosonda, (1) Tahití, (2) Isla de Pascua y (3) Santo Domingo. (b) Valores medios de precipitación acumulada para cada estación (en mm).	23

3.2.	Climatología 1981-2010 para el periodo invernal (JJA). (a) Climatología de precipitación obtenida de ERA-Interim (en mm). (b) Climatología de temperatura superficial del mar TSM (en °C).	24
3.3.	Correlación diaria (1979-2015), en días de lluvia (precipitación >0 mm) entre la precipitación (zonas CN, CS y S) y el transporte zonal uIVT (paneles a, b y c) y el transporte meridional vIVT (paneles d, e y f). Significancia con test de Montecarlo a un 95 % de confianza marcado en achurado. Cuadro en cada panel indica la ubicación de cada zona.	26
3.4.	Compuesto de la magnitud media del IVT diario en días con RAs en tres puntos seleccionados (ver texto). Punto negro en cada panel indica el punto de grilla seleccionado para generar el compuesto (todos los días con frecuencia de RA $\geq 25\%$ del tiempo en cada punto). Línea roja segmentada muestra la posición y extensión de la vaguada y letra A la posición de la circulación anticiclónica.	27
3.5.	Gráfico de cajas de (a) Magnitud diaria del IVT en días con RAs en los puntos seleccionados (ver puntos en la figura 3.4). (b) Promedio diario de precipitación por zona en días con RAs (ver texto). Línea roja en las cajas muestra el percentil 50, los extremos de las cajas indican los percentiles 25 y los bigotes indican el valor mínimo y máximo no considerado outlier.	28
3.6.	Correlación interanual (1979-2014)) entre el agua precipitable PW y el índice de precipitación para el periodo JJA en (a) zona norte N, (b) zona centro-norte CN, (c) zona centro-sur CS y (d) zona sur S. La caja en las figuras indica cada una de las zonas. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.	29
3.7.	Correlación interanual (1979-2014) entre el índice de precipitación para el periodo JJA en la zona Austral (A) y (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte de vapor zonal uIVT y (d) transporte de vapor meridional vIVT. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.	30
3.8.	Correlación interanual (1979-2014) entre el transporte de vapor zonal uIVT y el índice de precipitación para el periodo JJA en (a) zona norte N, (b) zona centro-norte CN, (c) zona centro-sur CS y (d) zona sur S. La caja en las figuras indica cada una de las zonas. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.	31
3.9.	Correlación interanual (1979-2014) entre el transporte de vapor meridional vIVT y el índice de precipitación para el periodo JJA en (a) zona norte N, (b) zona centro-norte CN, (c) zona centro-sur CS y (d) zona sur S. La caja en las figuras indica cada una de las zonas. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.	32
3.10.	Correlación interanual (1979-2014) entre la frecuencia de ríos atmosféricos RAs y el índice de precipitación en el periodo JJA en (a) zona norte N, (b) zona centro-norte CN, (c) zona centro-sur CS y (d) zona sur S. La caja en las figuras indica cada una de las zonas. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.	33

3.11. Correlación interanual (1979-2014) para el periodo invernal (JJA), punto a punto, entre la temperatura superficial del mar TSM y (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT.	35
3.12. Correlación interanual (1979-2014) para el periodo de invierno (JJA), punto a punto, entre el agua precipitable PW y (a) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (c) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT.	36
3.13. Correlación interanual (1979-2014) para el periodo de invierno (JJA), punto a punto, entre la frecuencia de ríos atmosféricos RAs y (a) agua precipitable PW, (b) temperatura superficial del mar TSM, (b) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (c) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT.	37
3.14. Correlación interanual (1979-2014) entre el índice ONI para el periodo de invierno (JJA) y (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. La caja en las figuras indica la zona Niño 3.4. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.	38
3.15. Modo principal de variabilidad interanual para el periodo invernal (JJA), utilizando función ortogonal empírica (EOF), de (a) agua precipitable PW, (b) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (c) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. Al igual que en (a), (b) y (c), se muestra el modo de principal de variabilidad interanual para el periodo invernal utilizando EOFs normalizadas para (d) agua precipitable PW, (e) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (f) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. El cálculo de las EOFs fue realizado con datos de ERA-Interim entre el periodo 1979-2014 dentro del dominio definido en estas figuras. En la caja arriba a la derecha de cada panel se indica el porcentaje de varianza explicada.	40
3.16. Componentes principales del modo principal de variabilidad interanual para el periodo invernal (JJA) de (a) agua precipitable PW, (b) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT.	41
3.17. Compuesto de anomalías para el periodo invernal (JJA) en años de El Niño para (a) temperatura superficial del mar TSM (°C), (b) precipitación en Chile y (c) precipitación de TP-ERA. (b) y (c) expresados en anomalías estandarizadas.	42
3.18. Compuesto de anomalías para el periodo invernal (JJA) en años de El Niño para (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. El área achurada indica una significancia estadística con un 95 % de confianza.	43
3.19. Perfiles medios estacionales (basados en el percentil 50 de los valores medios de cada año) de viento zonal, viento meridional, humedad específica, transporte de vapor zonal (uIVT) y transporte de vapor meridional (vIVT) en Tahiti. En negro la climatología 1981-2010, en sombreado el rango intercuartil (IQR) climatológico, en rojo los años de El Niño y en azul los años de La Niña. . .	45

3.20. Perfiles medios estacionales (basados en el percentil 50 de los valores medios de cada año) de viento zonal, viento meridional, humedad específica, transporte de vapor zonal y transporte de vapor meridional en Isla de Pascua. En negro la climatología 1981-2010, en sombreado el rango intercuartil (IQR) climatológico, en rojo los años de El Niño y en azul los años de La Niña.	46
3.21. Perfiles medios estacionales (basados en el percentil 50 de los valores medios de cada año) de viento zonal, viento meridional, humedad específica, transporte de vapor zonal (uIVT) y transporte de vapor meridional (vIVT) en Santo Domingo. En negro la climatología 1981-2010, en sombreado el rango intercuartil (IQR) climatológico, en rojo los años de El Niño y en azul los años de La Niña. 47	47
3.22. Corte transversal-altura entre Isla de Pascua y Santo Domingo. (a) Humedad específica (en g/kg). (b) Viento zonal (en m/s). (c) Transporte zonal de vapor (en kg/m/s). Datos de ERA-Interim.	48
3.23. Perfiles verticales de anomalías estandarizadas (en rojo El Niño y en azul La Niña) de viento zonal, viento meridional, humedad específica, transporte de vapor zonal (uIVT) y transporte de vapor meridional (vIVT) en línea continua Santo Domingo, línea segmentada Isla de Pascua y línea con punto Tahití. .	49
3.24. Función de densidad de probabilidad de los datos diarios obtenidos de los radiosondeos durante el periodo 1981-2010 (curva negra), años de El Niño (curva roja) y años de La Niña (curva azul) en el periodo invernal (JJA) para (a) agua precipitable (PW, en kg/m ²) en los tres puntos de lanzamiento seleccionados y transporte zonal de humedad (uIVT, en kg/m/s) en (b) Tahití, (c) Isla de Pascua y (d) Santo Domingo.	50
3.25. Función de probabilidad acumulada de la tasa de precipitación diaria (mm/día) para la zona CN. Todos los días de precipitación en línea café segmentada, todos los días con RA en línea negra, días con RA en años El Niño en línea roja y días con RA en años La Niña en línea azul. Se muestra el valor del percentil 75 de la precipitación (P75) y la probabilidad de excedencia (p Exc.) en días con RA.	51
3.26. Función de probabilidad acumulada de la tasa de precipitación diaria (mm/día) para las zonas CS y S. Todos los días de precipitación en línea café segmentada, todos los días con RA en línea negra, días con RA en años El Niño en línea roja y días con RA en años La Niña en línea azul. Se muestra el valor del percentil 75 de la precipitación (P75) y la probabilidad de excedencia (p Exc.) en días con RA.	52
3.27. Diferencia entre las magnitudes de IVT en días con RAs en años de El Niño (EN) y en días con RAs en años de La Niña (LN) para RAs en las zonas (a) centro norte, (b) centro sur y (c) sur. Colores muestran la diferencia de magnitud del IVT (en kg/m/s) y los vectores muestran la dirección del transporte (tamaño indica la misma magnitud que la escala de colores).	53
3.28. Función de densidad de probabilidad en días con RA y precipitación en la zona CN, todos los días con RA en línea negra, días con RA en años El Niño en línea roja y días con RA en años La Niña en línea azul. (a) Agua precipitable (PW) y (b) IVT.	53

3.29. (a) Anomalías de función corriente ($\sigma = 0.21$) en contornos (anomalías negativas en contornos discontinuos), IVT en vectores y frecuencia de RAs en colores. (b) Igual que (a) pero en años de La Niña. (c) Anomalías de función corriente en contornos, IVT en vectores y PW en colores. (d) Igual que (c) pero para años de La Niña. Vector de referencia en la esquina superior derecha de cada panel.	55
3.30. (a) Anomalías de función corriente ($\sigma = 0.21$) en contornos (anomalías negativas en contornos discontinuos), IVT en vectores y OLR en colores en años de El Niño. (b) Igual que (a) pero en años de La Niña.	56
3.31. Diagrama de dispersión entre el índice uIVT y los índices de precipitación en Chile. Los colores muestran el ONI Index y los números en el extremo superior izquierdo muestra el coeficiente de correlación entre el índice uIVT y el IP.	58
3.32. (a) Correlación estacional entre el índice uIVT y la frecuencia de RAs. En achurado se muestra correlaciones significativas a un 95 % de confianza. La caja en negro muestra la ubicación de la región donde fue creado el índice uIVT. (d) Compuesto de la diferencia de frecuencia de RAs entre la fase positiva y negativa del índice uIVT.	59
4.1. Ejemplo de evolución de un RA en su desplazamiento hacia la costa de Chile. Basado en figuras de IVT y altura geopotencial en 700 hPa de GFS obtenidas desde el sitio web de Alicia Bentley (Universidad de Albany). (a) Día 28-06-18 a las 06 UTC y (b) día 01-07-18 a las 00 UTC.	63
4.2. Descomposición de las anomalías de IVT en inviernos El Niño. (a) Anomalía total de IVT, ΔIVT , (b) $\bar{q}\Delta U + \bar{U}\Delta q$, (c) $\bar{q}\Delta U$, (d) $\bar{U}\Delta q$ y (e) término de covarianza. Detalles del método en la sección 2.8.	64
4.3. Anomalías diarias de viento meridional en 500 hPa como proxy al stormtrack. (a) Anomalías del día 1 de junio de 1979 (a modo de ejemplo). En línea negra se resalta el área seleccionada como una perturbación en la tropósfera media. (b) Climatología 1981-2010 de frecuencia de perturbaciones basadas en v' en 500 hPa (en % del tiempo) y magnitud del viento en 200 hPa en contornos (en m/s). (c) Diferencia entre el compuesto de años El Niño y La Niña de las perturbaciones (en % del tiempo) y magnitud del viento en 200 hPa en contornos (en m/s).	66
4.4. (a) Anomalías de función corriente ($\sigma = 0.21$) en contornos (anomalías negativas en contornos discontinuos), IVT en vectores, frecuencia de perturbaciones en 500 hPa en colores (% del tiempo) y frecuencia positiva de RAs ($>1\%$) en contorno púrpura (% del tiempo) en años de El Niño. (b) Igual que (a) pero en años de La Niña, en contorno púrpura se muestra la frecuencia negativa de RAs ($<-1\%$).	67
4.5. Modelo conceptual de las principales anomalías observadas en inviernos de El Niño asociadas con transportes de humedad y precipitaciones en Chile centro-sur.	70
6.1. (Izquierda) Promedio estacional (JJA) de PW entre 1988 y 2014 para (a) TPW, (b) ERA-Interim y (c) NCEP-NCAR. (Derecha) Varianza estacional (JJA) de PW entre 1988 y 2014 para (d) TPW, (e) ERA-Interim y (f) NCEP-NCAR.	73

6.2.	(a) Diferencias de PW entre TPW y ERA-Interim, (b) diferencias de PW entre TPW y NCEP-NCAR, (c) diferencias de IVT entre ERA-Interim y NCEP-NCAR y (d) diferencias en frecuencia de RAs entre ERA-Interim y NCEP-NCAR, para los promedios estacionales. Área achurada indica diferencias superiores a dos desviaciones estándar.	74
6.3.	(Izquierda) Promedio estacional (JJA) de IVT entre 1988 y 2014 para (a) ERA-Interim y (b) NCEP-NCAR. (Derecha) Varianza estacional (JJA) de IVT entre 1988 y 2014 para (c) ERA-Interim y (d) NCEP-NCAR.	75
6.4.	(Izquierda) Promedio estacional (JJA) de la frecuencia de RAs entre 1979 y 2015 para (a) ERA-Interim y (b) NCEP-NCAR. (Derecha) Varianza estacional (JJA) de la frecuencia de RAs entre 1979 y 2015 para (c) ERA-Interim y (d) NCEP-NCAR.	76
6.5.	Frecuencia de RAs diaria desde el momento del landfall (Lf) en el punto 72°W-34.5°S (marcado con un círculo en rojo) hasta 10 días antes del landfall, cada dos días.	77
6.6.	Correlación interanual (1979-2014) entre el índice de precipitación para el periodo JJA en las zonas Centro Norte (CN), Centro Sur (CS) y Sur (S) con y el agua precipitable PW en (a), (b) y (c), con el transporte de vapor zonal uIVT en (d), (e) y (f) y con el transporte de vapor meridional vIVT en (g), (h) e (i). Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.	78
6.7.	Correlación interanual (1979-2014), punto a punto, entre la precipitación PT-ERA y (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. La caja en las figuras indica la zona de El Niño 3.4.	79
6.8.	Compuesto de anomalías para el periodo invernal (JJA) en años de La Niña para (a) temperatura superficial del mar SS, (b) precipitación en Chile, expresado en anomalías estandarizadas y (c) acumulados de precipitación de TP-ERA.	80
6.9.	Compuesto de anomalías para el periodo invernal (JJA) en años de La Niña para (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos ARs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. El área achurada indica una significancia estadística con un 95 % de confianza.	81
6.10.	Anomalías calculadas con NCEP-NCAR (1950-2016) de función corriente ($\sigma = 0.21$) en contornos (anomalías negativas en contornos discontinuos), IVT en vectores y agua precipitable en colores, para (a) años de El Niño y (b) años de La Niña. Esta figura es comparable con la figura 3.29.c y d.	82
6.11.	Compuestos en la escala sinóptica obtenidos del modelo GFS desde el sitio web de Alicia Bentley (Universidad de Albany) se muestran para el día 12 de junio de 2020. Las figuras superiores muestran altura geopotencial en 700 hPa, agua precipitable e IVT, mientras que las figuras inferiores muestran anomalías estandarizadas de PW y altura geopotencial en 500 hPa.	83
6.12.	Fracción de ΔIVT en años de El Niño dominado por cambios en el viento, en (a) $\bar{q}\Delta U/\Delta IVT$, y por cambios en la humedad, en (b) $\bar{U}\Delta q/\Delta IVT$. Vectores muestran el cambio total de IVT, también mostrado en la figura 3.29.	84

Capítulo 1

Introducción

La precipitación en Chile presenta un marcado gradiente norte-sur. La zona central, entre los 30° y 40°S es donde vive la mayoría de la población del país, incluyendo la ciudad de Santiago, y donde se realizan buena parte de las actividades socioeconómicas. Esta franja latitudinal se encuentra entre dos regímenes climáticos distintos, hacia el norte limita con la zona sometida cuasi-permanentemente a la influencia del anticiclón subtropical del Pacífico Suroriental (anticiclón subtropical), y al sur con el área dominada por el cinturón de los vientos del oeste, y en ella alternan bajas presiones asociadas a sistemas frontales y altas presiones migratorias (Garreaud *et al.*, 2009). Esto provoca que en la zona central de Chile los episodios de precipitación estén mayoritariamente asociados a la irrupción de sistemas frontales fríos durante los meses de invierno (Falvey and Garreaud, 2007; Garreaud, 1995, entre otros).

La variabilidad interanual de la precipitación en Chile ha sido altamente estudiada, principalmente la relación entre la precipitación y la temperatura superficial del mar (TSM) en la zona del Pacífico ecuatorial central y la relación entre la precipitación y la intensidad del anticiclón subtropical relacionada con la Oscilación del Sur. Desde hace décadas ha sido documentada una relación cálido-lluvioso/frío-seco para Chile central durante el invierno austral (Pittock A. B., 1980, por ejemplo) y una tendencia a precipitaciones bajo lo normal cuando el anticiclón subtropical está anómalamente intenso durante la fase positiva de la Oscilación del Sur (Rubin M. J., 1955, por ejemplo). Ambos fenómenos, un aumento o disminución en la TSM del Pacífico ecuatorial central y un aumento o disminución en la intensidad del anticiclón subtropical están relacionados con El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por su sigla en inglés).

Los eventos de El Niño se caracterizan por el calentamiento de la superficie del Océano Pacífico tropical y el debilitamiento de los vientos alisios, que ocurre en intervalos irregulares, aproximadamente, entre los tres y siete años. Estas condiciones están acompañadas por cambios en la circulación atmosférica y oceánica, afectando el clima global, los ecosistemas marinos y terrestres, la pesca y las actividades humanas. La alternancia de las condiciones cálidas de El Niño y condiciones frías de La Niña, representa la mayor fluctuación interanual del sistema climático global (Timmermann *et al.*, 2018; Trenberth and Caron, 2000, entre otros).

Existe una tendencia significativa a experimentar anomalías positivas (negativas) de precipitación en Chile central (30°-35°S) durante el invierno cuando prevalecen las condiciones anormalmente cálidas (frías) en el Pacífico ecuatorial, asociadas a El Niño (La Niña) o la fase negativa (positiva) de la Oscilación del Sur. Esta relación entre la precipitación y las anomalías de SST (temperatura superficial del mar) se desplaza hacia el sur (35°-40°S) durante la primavera (Montecinos *et al.*, 2000; Montecinos and Aceituno, 2003). Además de un calentamiento en el Pacífico ecuatorial, las condiciones más lluviosas en Chile central se asocian a una tropósfera tropical más cálida de lo normal y a un fortalecido flujo del oeste en los subtrópicos, costa afuera de Chile central. Las condiciones más secas asociadas a La Niña poseen características opuestas (Montecinos and Aceituno, 2003).

El mecanismo físico para explicar la asociación de años lluviosos (secos) en la zona central de Chile con El Niño (La Niña) también ha sido estudiado desde hace décadas. Un primer mecanismo fue propuesto por Quinn and Neal (1983), quienes atribuyeron el incremento en la precipitación al aumento en la TSM en la costa de Ecuador, Perú y Chile, inducido por un debilitamiento en el anticiclón subtropical. Sin embargo, y tal como se menciona en Rutllant (2004), en la costa de Chile la TSM no es lo suficientemente cálida como para desencadenar convección profunda, como sí es posible observar en la costa de Perú. Por lo tanto, el mecanismo para el aumento en la precipitación en Chile central es un mecanismo indirecto.

Las principales tormentas invernales en Chile central durante la fase de desarrollo de los eventos cálidos de ENSO, están asociadas principalmente con altas de bloqueo o altas de lento desplazamiento embebidas en el patrón de circulación hemisférico de latitudes altas, con números de ondas 3 ó 4 (Rutllant and Fuenzalida, 1991). Estas altas de bloqueo no son una característica frecuente en inviernos lluviosos en Chile central bajo condiciones neutrales en el Pacífico Central (Montecinos and Aceituno, 2003). La presencia de altas de bloqueo sobre el mar de Amundsen-Bellingshausen (90°W) durante los años de El Niño ocurren en asociación con un patrón de onda extendido desde el Pacífico ecuatorial hacia el polo y al este a lo largo del Pacífico Sur, como una sucesión de altas y bajas (Karoly, 1989; Montecinos and Aceituno, 2003; Rutllant and Fuenzalida, 1991), tal como fuese descrito para el Hemisferio Norte por Horel and Wallace (1981).

El mecanismo por el cual el calentamiento anómalo del Pacífico ecuatorial produce un patrón de onda que finalmente favorece la presencia de bloqueos en el mar de Bellingshausen, tiene su origen en la aparición de convección profunda en zonas habitualmente despejadas o con poca nubosidad del Pacífico ecuatorial central. Esta convección anómala, favorecida por el calentamiento superficial, se asocia con convergencia en la tropósfera baja, la que a su vez resulta en una zona anómala de divergencia del flujo en la tropósfera alta (Grimm and Ambrizzi, 2009). Cuando esto ocurre, la circulación de altura exhibe un par de anticiclones anómalos a cada lado de la zona de convección (ver figura 1.1), como respuesta al aumento de temperatura en la tropósfera tropical media y alta producto de la liberación de calor latente y al efecto de Coriolis (Gill, 1980). La circulación de Walker se ve perturbada, desplazándose la rama ascendente hacia el Pacífico Central, y la rama descendente desde el Pacífico Este hacia el norte de Sudamérica (Grimm and Ambrizzi, 2009), incrementando la subsidencia sobre esta región del continente, la que se asocia con un déficit de precipitaciones en el noreste de Brasil (Grimm and Tedeschi, 2009, por ejemplo).

Simultáneamente, la circulación fuera de los trópicos también se ve perturbada. La componente divergente del flujo anómalo en la tropósfera alta tropical proporciona un forzamiento de ondas de Rossby a través de la advección de vorticidad planetaria por este flujo divergente anómalo, lo que da un forzamiento anticiclónico en la tropósfera superior. Como consecuencia, una onda de Rossby se propaga hacia el sureste como una sucesión de altas y bajas de estructura barotrópica en latitudes extratropicales (Trenberth *et al.*, 1998), tal como se puede ver en la figura 1.1.

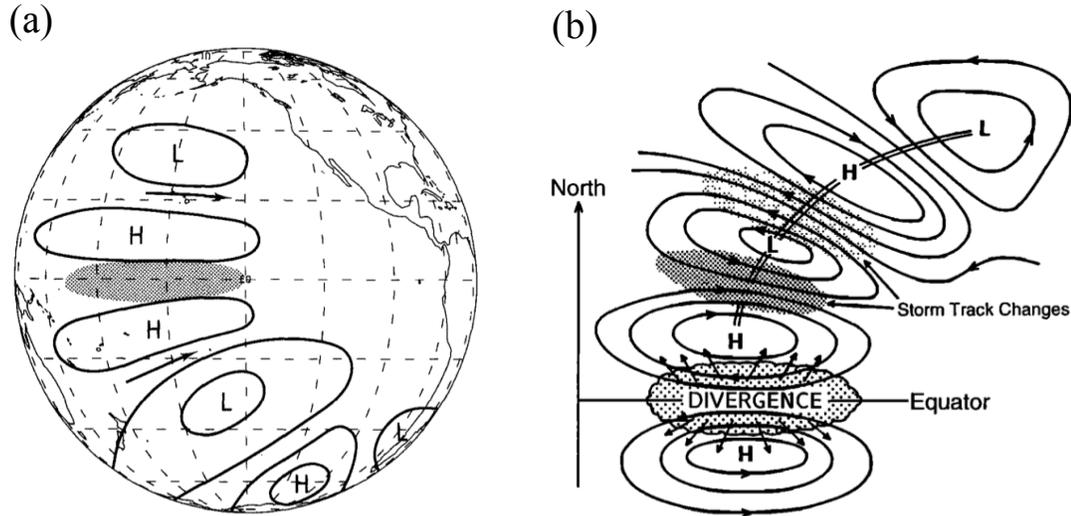


Figura 1.1: Esquema de la propagación de onda de Rossby atmosférica. (a) Ilustración esquemática del patrón de anomalías de altura en la tropósfera alta sobre el Océano Pacífico durante la etapa inicial de ENSO en el invierno del hemisferio sur (Karoly, 1989). (b) Esquema de los cambios dominantes en la tropósfera alta, en el hemisferio norte, en respuesta a incrementos en la SST, convección aumentada y divergencia anómala en la tropósfera alta en la vecindad al ecuador (región punteada). Flujo divergente anómalo a cada hemisferio da como resultado convergencia subtropical y un par de anticiclones anómalos en la frontera del ecuador indicado por las líneas de corriente. Un tren de onda de alternadas altas y bajas anómalas de geopotencial y función corriente resultantes de la onda cuasi-estacionaria de Rossby (unidas por línea doble). A su vez, esto típicamente produce un desplazamiento hacia el polo del storm-track asociado con el jet subtropical, llevando a una actividad de ciclones aumentada al sur (sombreado oscuro) y disminuida al norte (sombreado claro) del primer centro ciclónico en ambos hemisferios (Trenberth *et al.*, 1998).

Este tren de onda cuasi-estacionario presenta una estructura barotrópica fuera de la fuente de propagación (Hoskins and Karoly, 1981; Karoly, 1983). Observaciones en el Pacífico Sur han demostrado que esta propagación ocurre de manera similar en ambos hemisferios (Karoly *et al.*, 1989). Al patrón de teleconexión en el hemisferio sur se le conoce como PSA (patrón de teleconexión Pacífico-Sudamérica), análogo al patrón del hemisferio norte, PNA (patrón de teleconexión Pacífico-Norteamérica). El patrón PSA favorece la presencia de altas presiones de bloqueos sobre el mar de Bellingshausen, tal como se muestra en la figura 1.1

Los bloqueos atmosféricos favorecen una difluencia del flujo del oeste, y de las perturbaciones ciclónicas embebidas en ellos, en dos ramas alrededor del bloqueo: una hacia los subtropicos y otra hacia la región subpolar (Renwick, 1998). Esto asocia un aumento de la

precipitación al norte del bloqueo, producto de la desviación de las perturbaciones ciclónicas hacia el norte y una disminución de las precipitaciones en la zona del bloqueo debido a que se inhiben los movimientos verticales (Marques and Rao, 1999). La actividad de bloqueos intensificada en el mar de Amundsen-Bellingshausen y un mayor gradiente de temperatura tropical-extratropical durante los episodios de El Niño, contribuyen a una migración hacia el norte de la trayectoria de las tormentas en el Pacífico sureste y el paso de perturbaciones ciclónicas persistentes y transitorias por Chile centro-sur (30° - 35° S) (Berbery and Vera, 1996), lo que se asocia con condiciones más húmedas (ver figura 1.2.b). Mientras que, por otra parte, condiciones más secas en Chile central durante el invierno se ven favorecidas por dorsales intensas y de lento desplazamiento en latitudes subtropicales y la migración hacia el sur del cinturón de tormentas en el Pacífico sureste, lo que es más frecuente durante los eventos La Niña (Montecinos and Aceituno, 2003).

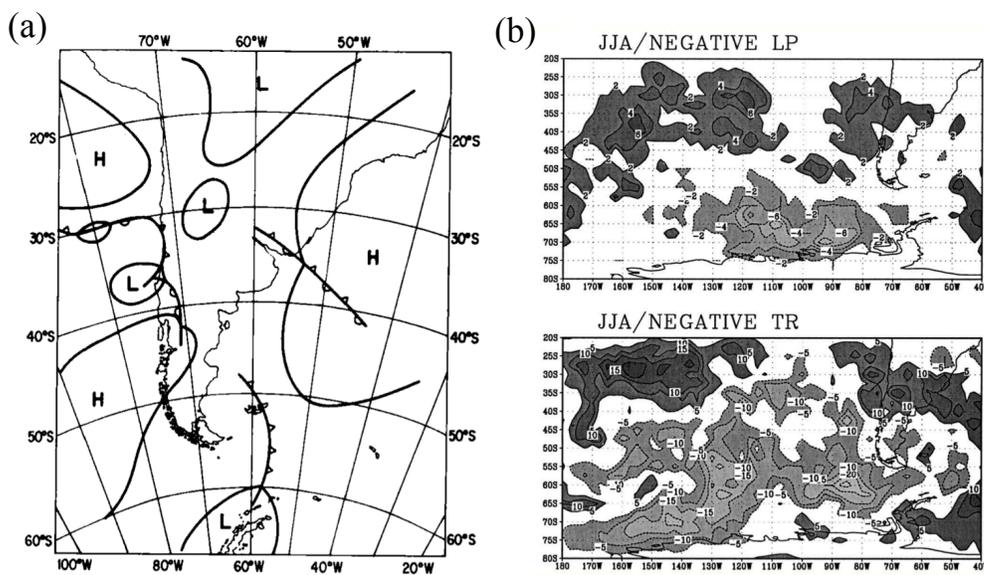


Figura 1.2: (a) Compuesto de presión a nivel del mar del patrón sinóptico más frecuente durante eventos de precipitación en Chile central en los años 1972 y 1982 (Rutllant and Fuenzalida, 1991). (b) Patrón de diferencias en la frecuencia de anomalías transitorias (abajo) y persistentes (arriba) de altura geopotencial en 500 hPa entre inviernos lluviosos y secos en Chile central (30° - 35° S). Valores positivos (negativos) indican una mayor frecuencia de anomalías ciclónicas (anticiclónicas) durante inviernos lluviosos e inversamente durante años secos (Montecinos and Aceituno, 2003).

Esta relación entre los bloqueos atmosféricos y la frecuencia de sistemas de bajas presiones en Chile central durante eventos cálidos de ENSO, es consistente con lo observado por Garreaud (1995), quien identificó dos patrones sinópticos recurrentes durante las tormentas invernales intensas en Chile central. Uno de ellos es caracterizado por un bloqueo en el Mar de Bellingshausen que contribuye a un desplazamiento hacia el norte del cinturón de tormentas del Pacífico sureste, mientras que el otro, está caracterizado por un bloqueo sobre el noreste del mar de Weddell, lo que favorece la ocurrencia de frentes cuasi-estacionarios sobre Chile central. Los bloqueos atmosféricos incluso permiten que los sistemas frontales alcancen latitudes bajas y estén asociados con aluviones en la zona norte de Chile (Garreaud, R. and Rutllant, J., 1996). El patrón sinóptico frecuente durante los años El Niño se presenta en la

figura 1.2.a y toma los elementos descritos por Garreaud (1995) y Rutllant and Fuenzalida (1991).

La variabilidad de la actividad frontal en el hemisferio sur está fuertemente relacionada con ENSO. El Niño fuerza que la actividad frontal se desplace a lo largo de la banda latitudinal entre los 30°-45°S sobre el Pacífico oriental, consistente con la presencia de anomalías positivas de altura geopotencial en 500 hPa en latitudes altas y anomalías negativas en latitudes medias (Blázquez and Solman, 2017). Este desplazamiento hacia el norte del cinturón de tormentas (o *storm-track*) durante los eventos cálidos de ENSO, está asociado al desplazamiento hacia el ecuador del chorro subtropical, asociado a la fortalecida circulación de Hadley (Trenberth *et al.*, 1998), y las áreas de máxima baroclinicidad (Solman and Menéndez, 2002). Por otra parte, el desplazamiento hacia el norte del *storm-track* también está relacionado con la propagación de ondas atmosféricas cuasi-estacionarias, tal como fue documentado por Trenberth *et al.* (1998). En la figura 1.1.b se puede ver que el *storm-track* presenta anomalías positivas en el borde ecuatorial de la circulación ciclónica anómala, que es parte de la onda de Rossby, mientras que en el borde polar de la misma baja anómala se presentan anomalías negativas del *storm-track*.

La explicación que prevalece en la literatura respecto del control tropical de la precipitación en Chile, se relaciona principalmente con la dinámica seca. Un aumento del calentamiento tropical en el Pacífico central produce una propagación de ondas de Rossby que se manifiesta en el modo PSA. El aumento cuasi-estacionario de la frecuencia de bloqueos produce un flujo difluente en cuyo flanco ecuatorial ocurre un aumento de la actividad baroclínica en Chile central y sur. La explicación mecanística, así formulada desde el trabajo de Rutllant and Fuenzalida (1991), no da cuenta de la fuente de vapor de agua, de posibles efectos termodinámicos del calentamiento tropical y se pone todo el peso de la explicación en el aumento de la frecuencia de sistemas baroclínicos. En esta tesis se plantea que esta explicación es insuficiente y se centra el análisis en la relación entre ENSO y el transporte de vapor de agua desde los trópicos hacia latitudes medias de Sudamérica.

En general, ha sido limitada la atención que ha recibido la conexión entre ENSO y el transporte de vapor de agua (Kim and Alexander, 2015), a pesar de la importancia que el transporte de agua tiene en el clima global (Newell *et al.*, 1992; Zhu and Newell, 1998). El fuerte transporte de vapor de agua horizontal, organizado en largos filamentos generalmente asociados a frentes fríos, llamados Ríos Atmosféricos (RAs), son de gran importancia para el balance hidrológico en las costas donde tocan tierra, además de estar asociados a impactos socio-económicos (Waliser and Guan, 2017). Los RAs tienen un doble impacto: son un peligro por sus impactos negativos y son el principal agente de recursos hídricos en muchas regiones costeras (Ralph and Dettinger, 2011). Cuando un RA con alto contenido de vapor de agua y fuertes vientos horizontales encuentra terreno montañoso, es forzado a ascender, pudiéndose producir un evento extremo de precipitación (Ralph *et al.*, 2006).

En Bao *et al.* (2006) se plantea la hipótesis de que durante la fase neutral de ENSO se ven favorecidos los transportes de humedad directamente desde los trópicos hacia la costa oeste de Norteamérica, sin embargo, estudios posteriores llegaron a diferentes conclusiones. Por ejemplo, en Guan and Waliser (2015) se muestra que la frecuencia de RAs está fuertemente modulada por la variabilidad de baja frecuencia, como ENSO (también la Oscilación Ártica

(AO), Oscilación Madden-Julian (MJO) o el PNA), consistente con Guan *et al.* (2013) (ver figura 1.3.c). La conclusión en estos trabajos fue que los eventos de RAs son más frecuentes en la costa oeste de Norteamérica durante los inviernos de El Niño en comparación con los inviernos de La Niña. Conclusión similar fue la encontrada en Mundhenk *et al.* (2016) y Payne and Magnusdottir (2014), quienes además de observar un mayor número de eventos de RAs en la costa oeste de Norteamérica durante los inviernos de El Niño, en relación a los inviernos de La Niña, también observaron un desplazamiento hacia el ecuador de la ubicación promedio de los aterrizajes (cuando un RA toca tierra) en la costa durante los inviernos de El Niño y un desplazamiento hacia el polo en los aterrizajes durante los inviernos de La Niña.

Los distintos tipos de El Niño, según las diversas ubicaciones de las anomalías cálidas de TSM en el Pacífico ecuatorial, producen desiguales alteraciones en la circulación de gran escala y, de este modo, en el transporte de vapor de agua hacia Norteamérica. Durante El Niño en el Pacífico este (EPEN), se observan grandes anomalías estacionales positivas de IVT (transporte integrado de vapor de agua, por su sigla en inglés) que se extienden desde el Pacífico subtropical hacia el noroeste de los Estados Unidos, siguiendo el flujo ciclónico anómalo alrededor de un profundizado Ciclón Aleutiano, mientras que durante El Niño en el Pacífico Central (CPEN), un desplazamiento hacia el sur de la circulación ciclónica sobre el Pacífico norte, que se extiende hacia California, induce el transporte de humedad hacia el suroeste de los Estados Unidos (Kim and Alexander, 2015). Estos cambios en el transporte de humedad medio favorecen anomalías de frecuencia de RAs. Así, durante EPEN se observa un mayor número de RAs en el noroeste de Estados Unidos y durante CPEN un mayor número de RAs en el suroeste de Estados Unidos, demostrando una estrecha conexión entre el transporte medio de vapor de agua y la frecuencia de RAs (Kim *et al.*, 2017).

Los cambios en el transporte de humedad son principalmente debidos a cambios en la dinámica, es decir en la circulación, dejando en un segundo nivel de importancia los cambios termodinámicos, o en el contenido de humedad (Kim *et al.*, 2017). Por ejemplo, la fase negativa del PNA (caracterizado por un patrón de tren de ondas con dos centros positivos y dos negativos que conectan el océano Pacífico con Norteamérica (Wallace and Gutzler, 1981)) favorece la llegada de RAs a la costa de California incrementándose de esta forma la acumulación de nieve en Sierra Nevada. Este incremento en el número de eventos de RAs en California se asocia a un aumento en la frecuencia de RAs al sureste de una circulación ciclónica anómala que es parte del PNA, lo que produce una anomalía de los vientos y del IVT en dirección hacia la costa de California (Guan and Waliser, 2015). En los inviernos de La Niña la anomalía de circulación es inversa y, por lo tanto, las anomalías de IVT y frecuencia de RAs también son opuestas, disminuyendo el número de eventos de RAs en la costa de California y disminuyendo la acumulación de nieve en Sierra Nevada (Guan *et al.*, 2013).

Tanto la magnitud del chorro subtropical como la ubicación de los quiebres de onda de Rossby modulan los transportes de humedad hacia la costa oeste de los Estados Unidos. Durante los inviernos de El Niño, el chorro subtropical es relativamente intenso y está asociado con un quiebre de onda de Rossby ciclónico, lo que se traduce en un transporte mayormente zonal hacia el oeste de Estados Unidos. En cambio, durante La Niña un chorro subtropical relativamente débil se bifurca en dos, permitiendo que la humedad se transporte hacia el Norte, por el lado occidental de un anticiclón en superficie, hacia el norte de la costa oeste

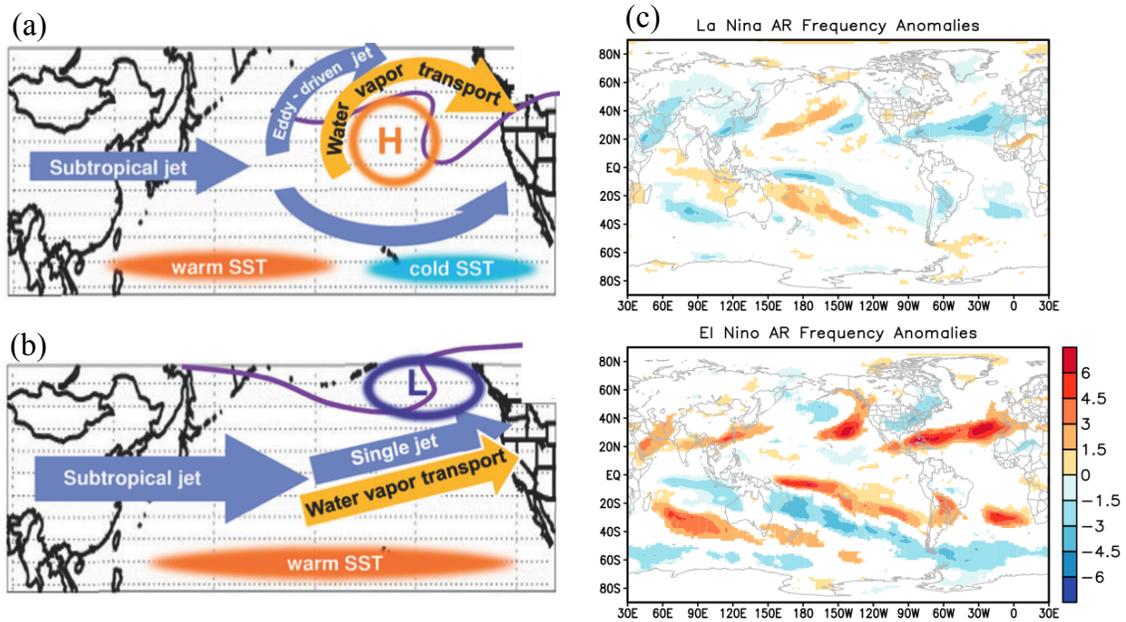


Figura 1.3: Esquema de las características del chorro y transporte de humedad asociado con (a) el quiebre de onda de Rossby anticiclónico durante el invierno La Niña y (b) el quiebre de onda de Rossby anticiclónico durante el invierno El Niño. El tamaño y dirección de la flecha azul representan la magnitud y dirección del chorro, y la flecha naranja representa la dirección del transporte de humedad (Ryoo *et al.*, 2013). (c) Compuesto de anomalías de frecuencia de RAs (% del tiempo) para los meses NDEFM durante La Niña (arriba) y El Niño (abajo) (Guan and Waliser, 2015).

de Norteamérica, como se muestra en la figura 1.3.a y b (Ryoo *et al.*, 2013). Las ondas de Rossby propagadas desde el trópico producto de convección anómala, pueden incluso favorecer el transporte de humedad hasta latitudes polares en ambos hemisferios (Liu and Barnes, 2015; Rondanelli *et al.*, 2019).

Por otra parte, la costa de Chile es uno de los lugares con mayor frecuencia de RAs en el mundo (Guan and Waliser, 2015). Estos RAs generalmente se originan sobre el Pacífico sur alrededor de los 30°S, entre los 160-120°W (Sellars *et al.*, 2017). Típicamente, los RAs que afectan a Chile tienen magnitudes de IVT (vapor de agua integrado) entre 250-550 kg/m/s (aumentando de magnitud hacia el Sur, como se muestra en la figura 1.4.d) y con longitudes entre 2000 y 4400 km. Si bien, anualmente la mayor frecuencia de RAs en Chile se presenta entre los 38° y 50°S, con alrededor de 35-40 días con RA por año (figura 1.4.c), estacionalmente, se observa una variación Norte-Sur: en la temporada cálida (octubre a marzo) son más frecuentes entre los 51° y 55°S, mientras que en la temporada fría (abril a septiembre) entre los 37° y 43°S. Particularmente en invierno (JJA), los aterrizajes de RAs son más frecuentes entre los 35° y 42°S (alrededor de la Región del Biobío), con ~13 días con RAs (un 14 % del tiempo) (Viale *et al.*, 2018). Los eventos extremos de precipitación están asociados entre un 27 % y 70 % con RAs en Chile centro sur, aumentando la frecuencia hacia el Sur (Valenzuela and Garreaud, 2019).

La contribución de los RAs al total de precipitación anual es mayor (entre un 49 % a un

63 %) en el sector subtropical (29°-37°S) y entre un 42 % y 56 % en latitudes mayores (38°-50°S), en el lado oeste de los Andes. Los RAs producen entre 1.5 y 3.5 veces más precipitación que los eventos no asociados a RA en la región subtropical y de latitudes medias (37°-48°S) al lado oeste de los Andes, región que coincide con el máximo aporte a la precipitación anual de los RAs (Viale *et al.*, 2018). Al sur de los 50°S y al norte de los 35°S, tanto la frecuencia de los RAs como la contribución a la precipitación disminuyen drásticamente. La poca significancia de los RAs al total anual de precipitación al norte de los 35°S está relacionada con la escasa penetración hacia esas latitudes de los sistemas frontales asociados a RA (esto deja fuera de análisis los RAs que podrían estar asociados a bajas segregadas, como en Knippertz and Martin (2007)).

Los RAs pueden estar asociados a tormentas frías (por sobre un 50 % de los casos), que duran entre 12-36 horas, caracterizadas por un descenso rápido de la temperatura $>3^{\circ}\text{C}$ y la presión atmosférica >4 hPa. Estos eventos son los más comunes en Chile central (60 % de los casos). Un 80 % de los casos de eventos de precipitación intensa están asociados con RAs que impactan los Andes antes del paso del frente frío (Viale and Nuñez, 2011). En estos eventos fríos, el bloqueo de los Andes flujo arriba produce un chorro de barrera del Norte, lo que intensifica la convergencia de humedad en los niveles bajos, aumentando la precipitación (Barrett *et al.*, 2009). Por otra parte, un 30 % de las tormentas que afectan a Chile central tienen características cálidas y en su mayoría están asociadas a RAs (>80 % de los casos). Estos eventos se caracterizan por tener escasa variación temporal de la temperatura y presión, y presentan precipitación uniforme durante el periodo de lluvia -con temperaturas $>11^{\circ}\text{C}$ en Santiago-, y niveles de isoterma cero por sobre los 2700 m s.n.m. (Garreaud, 2013). Generalmente se asocian con anticiclones extratropicales estacionarios (bloques atmosféricos) y con un intenso y persistente flujo de humedad zonal en los niveles bajos, que se extiende a través del Pacífico subtropical hasta la costa de Sudamérica, y que se remonta al Pacífico central una semana antes de la precipitación en Chile (Garreaud, 2013). Un esquema de este tipo de tormentas se muestra en la figura 1.4.a.

Localmente, el flujo de vapor que asciende por los Andes es el principal mecanismo para la generación de precipitación en las tormentas cálidas en presencia de RAs (Garreaud, 2013). La precipitación diaria está fuertemente relacionada con el flujo de humedad zonal alrededor de los 2500 m (Falvey and Garreaud, 2007). El flujo integrado de vapor (IVT) explica alrededor del 40 % de la varianza de los eventos extremos de precipitación en Chile centro-sur, generalmente de componente noroeste, relación que aumenta si se considera el IVT alrededor de los 850 hPa (Valenzuela and Garreaud, 2019). El rol de la precipitación orográfica (altamente documentado en Viale and Nuñez (2011) o Falvey and Garreaud (2007)) proviene del efecto de una corriente en chorro de bajo nivel, alto en humedad, que golpea contra la cordillera, y del hecho que las condiciones húmedas y cálidas reducen el bloqueo de los Andes, favoreciendo el ascenso que puede incluso liberar inestabilidad potencial presente en la masa de aire prefrontal (Garreaud, 2013) (figura 1.4.b).

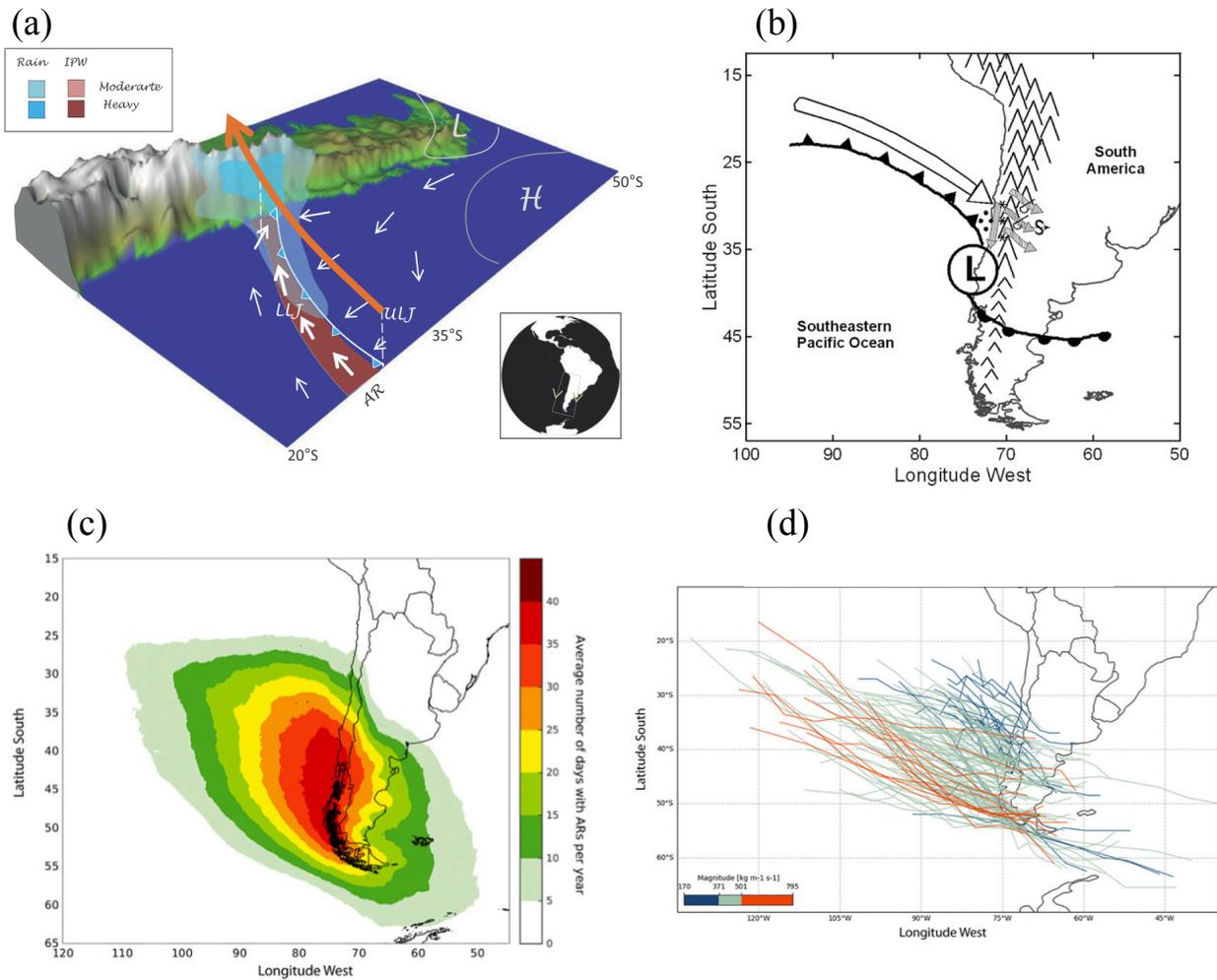


Figura 1.4: (a) Modelo conceptual de una tormenta cálida (asociada a río atmosférico) en Chile central. La ilustración muestra la posición del frente frío (símbolo convencional), la corriente en chorro en altura (flecha naranja), el chorro de bajo nivel (flechas blancas gruesas), vientos en superficie (flechas blancas finas), áreas de precipitación moderada-intensa (sombreado azul), río atmosférico (moderada-intenso contenido de agua precipitable integrada, sombreado magenta) y centros de presión en latitudes medias (contornos blancos) (Garreaud, 2013). (b) Representación conceptual de las condiciones típicas de escala sinóptica y regional durante eventos de precipitación orográfica intensa sobre los Andes subtropicales. La flecha blanca a lo largo del frente frío asociado con el ciclón subtropical representa transporte intenso de vapor de agua (río atmosférico) hacia los Andes, las flechas grises corresponden a jet de barrera y corrientes ascendentes y descendentes en los Andes. Las condiciones típicas de tiempo atmosférico son indicadas con íconos, como lluvia, nieve, nubes orográficas y viento descendente intenso (Viale and Nuñez, 2011). (c) Frecuencia anual (número promedio de días con RA por año) de RAs que tocan tierra en Sudamérica para el periodo 2001-2016 (Viale *et al.*, 2018). (d) Eje de 140 RAs al momento que tocaron tierra entre 2001y 2002. La magnitud media del IVT de cada RA se colorea como débil (azul, bajo el percentil 25 %), moderado (verde, entre los percentiles 25 % y 75 %) o fuerte (rojo, sobre el percentil 75 %) (Viale *et al.*, 2018).

1.1. Hipótesis y preguntas de investigación

Dado que los efectos en la circulación provocados por ENSO son similares en ambos hemisferios, el transporte de vapor de agua en el hemisferio sur debe responder a los cambios en la circulación mediante mecanismos similares a los observados en el hemisferio norte. Entonces, ¿se favorece el transporte de vapor de agua desde el océano Pacífico hacia la costa de Sudamérica durante los años de El Niño y viceversa en los años de La Niña? ¿Un eventual aumento (disminución) en el transporte de vapor hacia la costa de Chile, favorece un aumento en la frecuencia de RAs que alcanzan la costa de Chile? Se plantea que la zona central de Chile experimenta anomalías positivas de contenido y transporte de humedad además de frecuencia de RAs durante los inviernos de El Niño, lo que favorece el aumento en las precipitaciones durante estos inviernos. Durante los inviernos de La Niña las anomalías serían inversas.

1.2. Objetivos

Este trabajo tiene como principal objetivo estudiar la variabilidad interanual del transporte de vapor de agua en el Pacífico sur y su relación con la precipitación en Chile durante la época invernal (JJA), con principal interés en la variabilidad asociada a las distintas fases de ENSO, con tal de expandir el entendimiento del mecanismo físico en la relación entre la precipitación y el fenómeno ENSO en Chile central.

Los objetivos específicos planteados para conseguir el objetivo general son los siguientes:

Estudiar la covariabilidad entre el contenido y transporte de humedad y las precipitaciones invernales en Chile en la escala interanual. En este trabajo se estudiará el transporte de humedad medio como también el transporte de humedad organizado en forma de ríos atmosféricos por lo que también se estudiará la covariabilidad entre la frecuencia de RAs con la precipitación invernal en Chile en la escala interanual.

Analizar la covariabilidad que el contenido y transporte de humedad tiene con la temperatura superficial del mar, con especial énfasis en la temperatura superficial del mar en la zona tropical del Pacífico, con tal de estudiar la relación entre los transportes de humedad y ENSO.

Cuantificar las anomalías de contenido y transporte de humedad en años de El Niño y La Niña y relacionarlos con las anomalías de precipitación en Chile centro-sur durante la época invernal. Asimismo calcular y cuantificar las anomalías de frecuencia e intensidad de RAs asociadas a precipitaciones en Chile centro-sur.

Estudiar el mecanismo físico que está asociado a las anomalías de contenido y transporte de humedad, en años de El Niño y la La Niña, que favorecen anomalías de precipitaciones invernales en Chile centro-sur.

El presente trabajo está organizado de la siguiente manera. Los datos y métodos utilizados se describen en el Capítulo 2. Los resultados, en el Capítulo 3, se dividen en una caracteriza-

ción del periodo invernal, Sección 3.1, el estudio de la relación entre el contenido y transporte de humedad con la precipitación invernal en Chile, Sección 3.2, el estudio de la relación entre el contenido y transporte de humedad con la temperatura superficial del mar, Sección 3.3, el análisis de anomalías de contenido y transporte de humedad asociados a precipitaciones en Chile centro-sur en años El Niño, Sección 3.4 y la relación entre las anomalías de transporte de humedad y teleconexiones asociadas a ENSO, Sección 3.5. La discusión y conclusiones del trabajo se presentan en el Capítulo 4. El trabajo futuro propuesto se presenta en el Capítulo 5. Por último, figuras y análisis adicionales se presentan en el Capítulo 6.

Capítulo 2

Datos y Métodos

2.1. Temperatura superficial del mar y selección de años El Niño y La Niña

Con la finalidad de categorizar los años como de El Niño y La Niña, se utilizó el Índice Oceánico El Niño (ONI) entre 1951 y 2016, obtenidos directamente desde CPC-NOAA. ONI es un índice calculado a partir de promedios trimestrales de anomalías de temperatura superficial del mar en la región de El Niño 3.4 (5N-5S, 170W-120W)) utilizando la base de datos ERSST.v5. Dada la tendencia de temperatura superficial del mar (TSM) que tiene la región Niño 3.4 (L'Heureux *et al.*, 2013), el cálculo de las anomalías se realiza utilizando periodos climáticos de 30 años móviles cada 5 años. De esta forma se puede remover la tendencia en la serie de temperatura para calcular las anomalías. La figura 2.1 muestra los promedios de 30 años de TSM utilizados para calcular el índice.

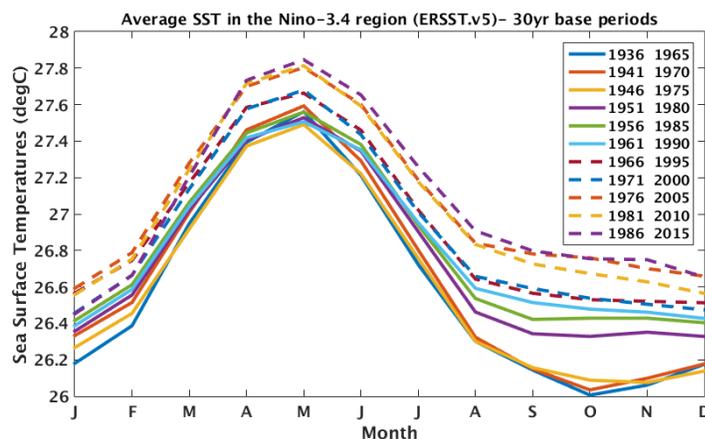


Figura 2.1: Promedio de 30 años de temperatura superficial del mar en la región Niño 3.4 (ERSST.v5).

Para determinar si un invierno es catalogado como El Niño o La Niña, se consideró el ONI

(NOAA) del trimestre Junio-Julio-Agosto (JJA) como representativo de la época invernal. Se consideró como un año de El Niño si el ONI(JJA) ≥ 0.5 . Para eventos La Niña la metodología fue igual, pero si ONI(JJA) ≤ -0.5 . La figura 2.2 muestra todos los valores de ONI(JJA) resaltando aquellos categorizados como Niño (en rojo) y Niña (en azul). La tabla 2.1 muestra los valores del índice ONI para cada año de El Niño y La Niña considerados en este trabajo.

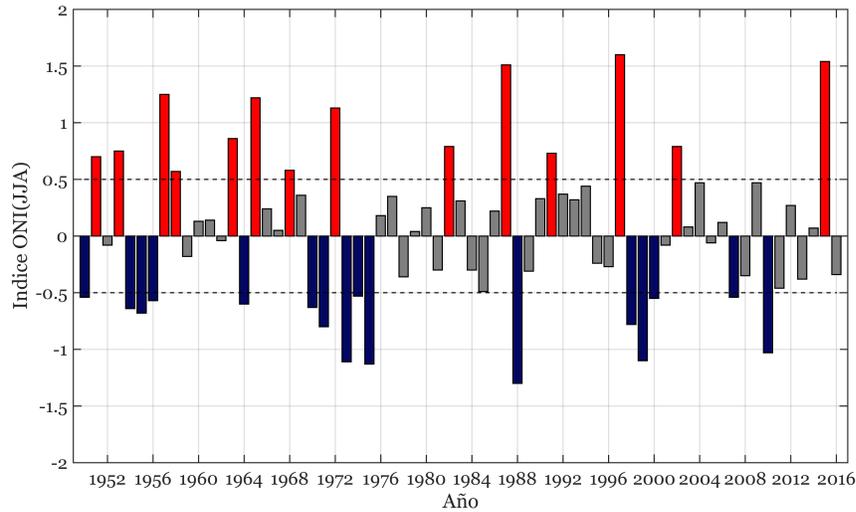


Figura 2.2: Índice ONI promedio para el periodo JJA entre 1951 y 2016. Barras rojas (azules) corresponden a los años El Niño (La Niña). Datos obtenidos desde CPC, NOAA/PSD.

Años El Niño	ONI(JJA)	Años La Niña	ONI(JJA)
1951	0.70	1950	-0.54
1953	0.75	1954	-0.64
1957	1.25	1955	-0.68
1958	0.57	1956	-0.57
1963	0.86	1964	-0.60
1965	1.22	1970	-0.63
1968	0.58	1971	-0.80
1972	1.13	1973	-1.11
1982	0.79	1974	-0.53
1987	1.51	1975	-1.13
1991	0.73	1988	-1.30
1997	1.60	1998	-0.78
2002	0.79	1999	-1.10
2015	1.54	2000	-0.55
		2007	-0.54
		2010	-1.03

Tabla 2.1: Valores del índice ONI(JJA) para los años de El Niño y La Niña seleccionados.

También se utilizaron promedios mensuales de TSM obtenidos desde la base de datos ERSSTv5 (NOAA Extended Reconstructed SST V5, Huang *et al.* (2017)), extraídos directamente desde NCDC-NOAA, entre 1951 y 2016. Los datos tienen una cobertura global con una resolución de 2×2 grados de latitud \times longitud, tal como se muestra en la tabla 2.2.

Variable	Resolución espacial	Resolución temporal	Periodo
TSM	$2.0^\circ \times 2.0^\circ$	Mensual	1951-2016

Tabla 2.2: Base de datos de temperatura superficial del mar mensual global obtenida de ERSSTv5.

2.2. Variables atmosféricas en altura

Se utilizaron datos mensuales del reanálisis ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011), entre 1979 y 2014. Estos datos poseen una resolución espacial de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$. Los datos obtenidos se presentan en la tabla 2.3.

Variable	Res. espacial	Niveles verticales	Res. temporal	Unidades
Humedad específica (q)	$0.75^\circ \times 0.75^\circ$	37 (1000-1 hPa)	mensual	kg/kg
Viento zonal (u)	$0.75^\circ \times 0.75^\circ$	37 (1000-1 hPa)	mensual	m/s
Viento meridional (v)	$0.75^\circ \times 0.75^\circ$	37 (1000-1 hPa)	mensual	m/s

Tabla 2.3: Datos obtenidos desde el reanálisis ERA-Interim, entre 1979 y 2014.

También se obtuvieron datos mensuales y diarios del reanálisis NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), entre 1948 y 2016. Estos datos poseen una resolución espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Los datos obtenidos se presentan en la tabla 2.4.

Se construyó una base de datos mensual y diaria de agua precipitable, PW (kg/m^2), con la ecuación 2.1:

$$PW = \frac{1}{g} \int_{1000}^{100} q dp. \quad (2.1)$$

Se construyó una base de datos mensual y diaria de flujo integrado de vapor de agua, IVT ($\text{kg}/\text{m}/\text{s}$), con la ecuación 2.2:

$$IVT = \frac{1}{g} \int_{1000}^{100} \vec{V} q dz. \quad (2.2)$$

Variable	Res. espacial	Niveles verticales	Res. temporal	Unidades
Humedad específica (q)	2.5° x 2.5°	8 (1000-300 hPa)	mensual	kg/kg
Viento zonal (u)	2.5° x 2.5°	17 (1000-10 hPa)	mensual	m/s
Viento meridional (v)	2.5° x 2.5°	17 (1000-10 hPa)	mensual	m/s
Función corriente (ψ)	2.5° x 2.5°	1 (0.2101 sigma)	mensual	m m/s
Rad. onda larga saliente (OLR)	2.5° x 2.5°	1	mensual	W/m ²
Humedad específica (q)	2.5° x 2.5°	8 (1000-300 hPa)	diaria	kg/kg
Viento zonal (u)	2.5° x 2.5°	17 (1000-10 hPa)	diaria	m/s
Viento meridional (v)	2.5° x 2.5°	17 (1000-10 hPa)	diaria	m/s
Rad. onda larga saliente (OLR)	2.5° x 2.5°	1	diaria	W/m ²

Tabla 2.4: Datos obtenidos desde el reanálisis NCEP-NCAR, entre 1948 y 2016, y desde la base de datos de NOAA Interpolated OLR entre 1974 y 2016, para el caso de la OLR

Adicionalmente, se obtuvieron datos diarios y mensuales de radiación de onda larga saliente, OLR, desde la base de datos NOAA Interpolated OLR (Liebmann B. and C.A. Smith, 1996), entre los años 1974 y 2016. Un resumen de los datos obtenidos se muestran en la tabla 2.4.

2.3. Catálogo de Ríos Atmosféricos

Se utilizaron los datos del catálogo global de Ríos Atmosféricos (RAs) generado por Guan and Waliser (2015), creado con la finalidad de promover estudios globales sobre RAs. El algoritmo, apoyado por NASA y que fue utilizado para generar el catálogo global de RAs, se basa en un conjunto de requisitos sobre la intensidad del IVT, dirección y geometría, como se describe con detalles en Guan and Waliser (2015). En resumen, para cada paso de tiempo se calculan:

- La intensidad del IVT: $> \max(\text{percentil } 85 \text{ de IVT}, 100 \text{ kg/m/s})$ en cada punto de grilla.
- La dirección del IVT: IVT medio del RA dentro de los 45 grados de orientación de la forma del RA y con una componente apreciable hacia el polo.
- La geometría del RA: longitud $> 2000 \text{ km}$ y con una relación de longitud-anchura > 2 .

Se obtuvo el catálogo de forma y ubicación del aterrizaje (momento de tocar tierra) generado a partir de los reanálisis ERA-Interim y NCEP-NCAR cuyas especificaciones se presentan en la tabla 2.5.

La base de datos de Ríos Atmosféricos utilizada tiene un paso de tiempo de 6 horas, tal como se muestra en la tabla 2.5. El algoritmo determina la presencia de un RA y asigna el valor 1 al punto de grilla, utilizando el valor 0 para la ausencia de RA. La forma de calcular la frecuencia diaria fue a partir de los 4 tiempos diarios (cada 6 horas), como la media de ellos: por ejemplo, si durante los 4 tiempos se registró un RA, entonces la media es 1 y la

Reanálisis	Resolución espacial	Paso de tiempo	Periodo
ERA-Interim	1.5° x 1.5°	6 horas	1979-2015
NCEP-NCAR	2.5° x 2.5°	6 horas	1948-2015

Tabla 2.5: Catálogo de forma y aterrizaje de Ríos Atmosféricos obtenida de la base de datos generada por Guan and Waliser (2015).

frecuencia es un 100 % del tiempo, en cambio si sólo 2 de 4 tiempos contaron con la presencia de un RA, el valor final es 5 y la frecuencia un 50 %. Por lo que los datos diarios de RA son datos discretos que van de 0 a 1 cada 0.25 lo que se expresa en porcentaje.

A partir de las frecuencias diarias se obtuvieron las frecuencias estacionales para el periodo JJA.

Un ejemplo del seguimiento de un RA con el algoritmo se muestra en el Anexo 6.2.

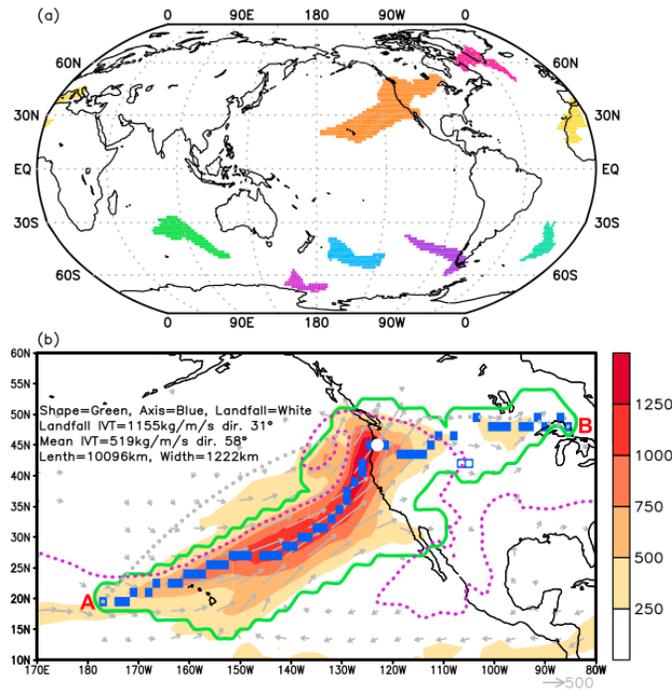


Figura 2.3: Figura extraída de Guan and Waliser (2015). (a) Todos los RAs detectados en un periodo arbitrario de 6 h. Cada color indica un único RA. (b) Un RA extraído de la figura (a), mostrando la forma (verde), eje (azul), ubicación del aterrizaje (punto blanco), y otros atributos (que se muestran en la parte superior izquierda) obtenidos con el algoritmo. También se muestra el IVT (vectores grises graficados si IVT >100 kg/m/s), magnitud (colores) y el contorno de 20 mm de PW (puntos magenta). Los puntos A y B marcan los puntos de grilla extremos que se utilizan para calcular la longitud del RA.

2.4. Datos de precipitación

Se utilizó una base de datos diaria y mensual de precipitación obtenida desde la Dirección Meteorológica de Chile (DMC). Esta base posee datos entre 1961 y 2015 de estaciones meteorológicas propias de la DMC y de la Dirección General de Aguas (DGA), cuenta con control de calidad, y fue homogeneizada, dado que fue creada para el estudio de la variabilidad climática y cambio climático (Vásquez R. and Villarroel C., 2018).

La tabla 2.6 muestra las estaciones consideradas en la base de datos y la figura 2.4 muestra la ubicación geográfica de cada estación. Se realizó una agrupación climática, siguiendo la metodología de Vásquez R. and Villarroel C. (2018), de acuerdo a las características climáticas de cinco distintas zonas geográficas de Chile: norte (N), centro-norte (CN), centro-sur (CS), sur (S) y austral (A). Cabe mencionar que la zona N sólo considera estaciones costeras y no estaciones precordilleranas o del Altiplano chileno.

Lat	Lon	Estación	Zona	Lat	Lon	Estación	Zona
-18.4	-70.3	Arica	N	-33.9	-71.7	Rapel	CS
-20.5	-70.2	Iquique	N	-35.0	-71.2	Curicó	CS
-23.5	-70.4	Antofagasta	N	-35.0	0.7	Los Quenes	CS
-27.3	-70.8	Copiapó	N	-35.6	-71.4	Colbún	CS
-28.8	-70.5	Junta	N	-35.8	-71.8	Melozal	CS
-29.9	-71.2	La Serena	CN	-35.9	-71.3	Ancoa	CS
-30.0	-70.6	Rivadavia	CN	-36.6	-72.0	Chillán	CS
-30.1	-70.5	Monte Grande	CN	-36.8	-73.1	Concepción	CS
-30.3	-70.7	Hurtado	CN	-37.5	-72.4	Los Ángeles	CS
-30.7	-71.0	Paloma	CN	-37.8	-71.9	El Padre	CS
-31.1	-71.0	Cogotí	CN	-38.2	-72.9	Lumaco	S
-31.9	-70.6	Cuncumén	CN	-38.2	-71.8	Malleco	S
-32.5	-70.6	Los Patos	CN	-39.7	-73.1	Valdivia	S
-32.7	-70.7	San Felipe	CN	-40.6	-73.1	Osorno	S
-33.0	-71.6	Valparaíso	CN	-41.4	-73.1	Puerto Montt	S
-33.4	-70.7	Santiago	CN	-45.6	-72.1	Coyhaique	A
-33.8	-71.2	Carmen	CN	-45.9	-71.7	Balmaceda	A
				-53.0	-70.8	Punta Arenas	A

Tabla 2.6: Listado y coordenadas de las estaciones meteorológicas utilizadas, entre 1961 y 2015. La zona corresponde a norte (N), centro-norte (CN), centro-sur (CS), sur (S) y Austral (A).

Con estos datos se construyó un índice de precipitación estacional para cada zona, definido como el promedio de las anomalías estandarizadas de precipitación de cada estación. Las series de este índice de precipitación se muestran en la figura 2.4.

Adicionalmente, se utilizaron datos globales de precipitación acumulada mensual desde ERA-Interim, entre 1979 y 2014. La descripción de estos datos se encuentra en la tabla 2.7.

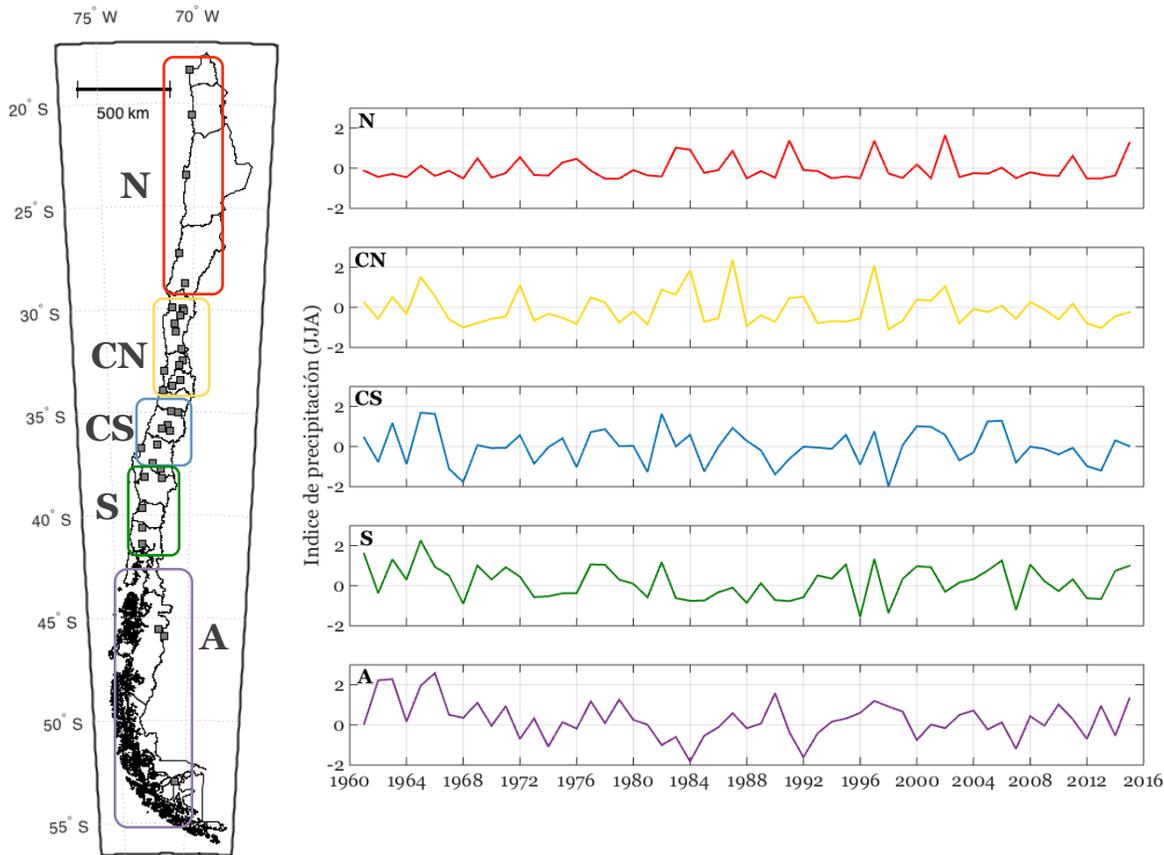


Figura 2.4: Mapa con ubicación de las estaciones utilizadas en el estudio y su agrupación climática. Series de tiempo con el índice de precipitación estacional para cada zona.

Datos	Resolución espacial	Resolución temporal	Periodo
PT-ERA	1.5° x 1.5°	Mensual	1979-2014

Tabla 2.7: Base de datos de precipitación acumulada mensual global obtenida de ERA-Interim.

2.5. Datos de altura

Se obtuvieron datos de radiosondeos -desde la página web de la Universidad de Wyoming- lanzados a las 12 UTC en la temporada invernal (JJA) en Tahití, Isla de Pascua y Santo Domingo, entre los años 1973 y 2016. De cada sondeo se seleccionaron los datos de humedad específica, magnitud y velocidad del viento, los que fueron transformados en datos de viento zonal (u) y viento meridional (v) para toda la columna troposférica.

Para el caso de Santo Domingo se consideraron los radiosondeos de Quintero entre los años 1973 y 1999, y Santo Domingo entre 1999 y 2016. Para efectos de este trabajo, ambos sitios de lanzamiento se consideraron iguales.

Lugar lanzamiento	Lat / Lon	Número estación	Periodo
Tahiti	-17.55 / 149.61	91938	1973-2016
Isla de Pascua	-27.16 / -109.43	85469	1973-2016
Quintero	-32.47 / -71.31	85543	1973-1999
Santo Domingo	-33.65 / -71.61	85586	1999-2016

Tabla 2.8: Datos de radiosondeos obtenidos para las 12 UTC. Se obtuvo humedad específica (q), viento zonal (u) y viento meridional (v).

Los datos fueron examinados y procesados con tal de cuantificar datos faltantes y eliminar datos dudosos y erróneos. El número final de datos se presenta en la figura 2.5.

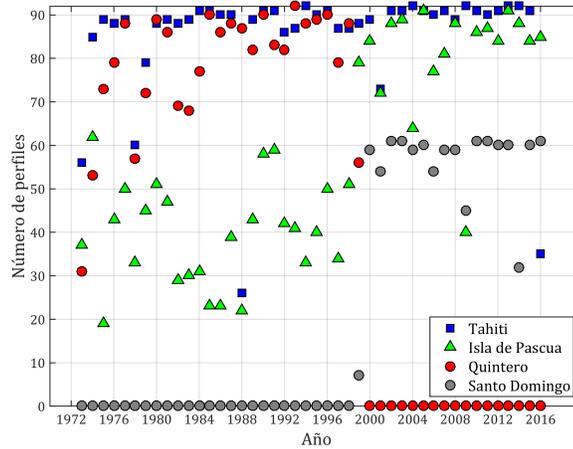


Figura 2.5: Número de radiosondeos por año para el periodo invernal en cada lugar de lanzamiento. Total de datos posible por invierno = 92 lanzamientos.

2.6. Cálculo de anomalías y correlaciones

Para este trabajo se calcularon promedios estacionales en el periodo de invierno austral (junio, julio y agosto, JJA) de las variables en estudio y se calcularon anomalías estacionales considerando el periodo climatológico 1981-2010. La significancia estadística de las anomalías se determinó mediante un test t de *Student* de dos colas con $\alpha = 0,05$ (Wilks, 2006).

Para el cálculo de correlaciones se removió previamente la tendencia lineal a las series de datos, como el índice ONI y los índices de precipitación, así como también a los campos grillados, como por ejemplo los datos de TSM y los obtenidos de ERA-Interim. La significancia estadística de las correlaciones se determinó mediante un test de Montecarlo con $n = 10000$ y $\alpha = 0,05$ (Wilks, 2006). Las correlaciones estacionales (interanuales) se calcularon entre los años 1979 y 2014.

2.7. Análisis de datos diarios

El análisis de datos diarios de contenido y transporte de humedad y precipitación se centró en las zonas CN, CS y S, definidas previamente. Para los datos de precipitación se calculó el promedio diario de precipitación utilizando los datos de todas las estaciones meteorológicas contenidas en cada zona y se expresó en mm/día. Para la frecuencia de ríos atmosféricos se utilizó un punto de grilla en el centro de cada zona. Los puntos son 33°S-289.5°W para CN, 36°S-288°W para CS y 39°S-286.5°W para S con los datos del catálogo de ERA-Interim. Para el agua precipitable e IVT se utilizaron los datos diarios del reanálisis NCEP-NCAR en los mismos puntos de grilla para los cuales se obtuvieron las frecuencias de RAs. Se calcularon compuestos diarios de IVT y precipitación en días con RA para cada zona, definidos como días en que la frecuencia diaria de RA fuese >0 .

Se realizó una comparación de la intensidad de los RAs en años de El Niño y La Niña, para lo cual se calculó un compuesto de todos días con RAs en años El Niño y La Niña y fueron comparados con la climatología (1981-2010). Para determinar que cada grupo de días con RAs provienen de distribuciones continuas significativamente distintas se calculó un test de Kolmogorov-Smirnov (test k-s) a las distribuciones de probabilidad de cada grupo de datos con una significancia de $\alpha = 0,05$ (Wilks, 2006).

Se calcularon promedios y desviaciones estándar estacionales a partir de estos datos diarios. Las variables utilizadas fueron:

- Porcentaje de tiempo con RA: Porcentaje de tiempo con la presencia de un río atmosférico durante el invierno. Derivado de datos subdiarios y expresado en %.
- Número de eventos con RA: Los eventos son considerados como aquellas sucesiones de días con la presencia de un RA (en al menos un paso de tiempo). La presencia de un día con frecuencia = 0% termina un evento, expresado en # de eventos.
- Número de días con RA: Cantidad de días con la presencia de un RA, expresado en días.
- Tasa de precipitación: Tasa de precipitación diaria en días con RA, expresado en mm/día.
- Número de días con RA con lluvia: Cantidad de días con la presencia de un RA en que precipitaran al menos 1 mm en la tasa de precipitación diaria de cada zona, expresado en días.
- Precipitación acumulada asociada a RAs: Suma total de precipitación en días con presencia de RA, expresado en mm.

Se realizó un experimento de montecarlo para comprobar que las medias obtenidas en los años El Niño y La Niña no se pueden obtener de manera azarosa. El montecarlo se realizó calculando la media de N años aleatorios obtenidos desde el grupo climatológico de 30 años (1981-2010), donde N es el número de años el El Niño y luego La Niña. Este ejercicio se realizó 100000 veces y luego se comprobó que las medias obtenidas en los grupos El Niño y La Niña fuesen significativamente distintas a las medias obtenidas con los datos aleatorios con $\alpha = 0,05$ (Wilks, 2006).

2.8. Descomposición de las anomalías de IVT

Como el IVT es una variable integrada que considera la acción del viento y el contenido de humedad, se calculó un IVT dejando fijo el viento y otro IVT dejando fija la humedad, con tal de aproximarse a responder la pregunta sobre qué contribuye más en los cambios interanuales del IVT total. De esta forma se hizo:

$$IVT|_U = \frac{1}{g} \int_{1000}^{100} \bar{q}_z \vec{V}_{t,z} dz. \quad (2.3)$$

$$IVT|_q = \frac{1}{g} \int_{1000}^{100} \vec{V}_z q_{t,z} dz. \quad (2.4)$$

Con las ecuaciones 2.3 y 2.4 se obtiene un valor de IVT que depende de los cambios de U y q , respectivamente. Posteriormente se procedió a calcular las anomalías en los años El Niño de la siguiente forma:

$$\Delta IVT_U = \bar{q} \Delta U \quad (2.5)$$

$$\Delta IVT_q = \bar{U} \Delta q \quad (2.6)$$

En donde la ecuación 2.5 representa las variaciones del IVT en años de El Niño dependientes de U y la ecuación 2.6 representa los cambios en IVT debido a cambios en el contenido de humedad.

La variación total de IVT en años de El Niño (ΔIVT) debe ser igual a la suma de los términos de las ecuaciones 2.5 y 2.6 más un término de covarianza. La covarianza en este caso no fue calculada y fue estimada como el residuo de los términos en la ecuación 2.7.

$$\Delta IVT = \bar{q} \Delta U + \bar{U} \Delta q + COV \quad (2.7)$$

Capítulo 3

Resultados

En este trabajo se estudia la relación entre la temperatura superficial del mar y el contenido y transporte de vapor de agua, y cómo este transporte de vapor de agua -desde el océano Pacífico hacia Sudamérica- tiene relación con las precipitaciones en Chile durante los inviernos en distintas fases del fenómeno ENSO.

Los resultados de esta investigación se presentan a continuación, comenzando por la descripción climatológica de las variables estudiadas para luego describir las relaciones lineales entre ellas. Posteriormente se analizan las anomalías de contenido y transporte de humedad en las distintas fases de ENSO, para finalmente realizar una descripción del mecanismo físico detrás de estas anomalías.

3.1. Caracterización del periodo invernal (Junio-Julio-Agosto)

A continuación se muestra una descripción del periodo invernal (meses de JJA) climatológico, utilizando como referencia el periodo 1981-2010, en términos del transporte integrado de vapor de agua (IVT), agua precipitable (PW), frecuencia de ríos atmosféricos (RAs) y precipitación en Chile, con el objetivo de ilustrar la condición normal.

Climatológicamente, el agua precipitable (PW) es máxima en la zona ecuatorial y mínima en las regiones polares. Sobre el océano Pacífico, el máximo se concentra en la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por su sigla en inglés) ubicada ligeramente al norte de la línea del ecuador. Una elongación de este máximo se observa hacia latitudes mayores, asociado a la presencia de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (SPCZ) (por ejemplo, Takahashi and Battisti, 2007) (marcada con línea blanca discontinua en la figura 3.1.a), orientada de Noroeste a Sureste desde los $5^{\circ}\text{S}, 160^{\circ}\text{E}$ (donde el PW es cercano a 45 kg/m^2) hasta cerca de la costa de Sudamérica (con $\sim 14 \text{ kg/m}^2$ de PW). Hacia el Sur las magnitudes de PW disminuyen al igual que en la costa de Chile con un mínimo absoluto en la zona del desierto de Atacama.

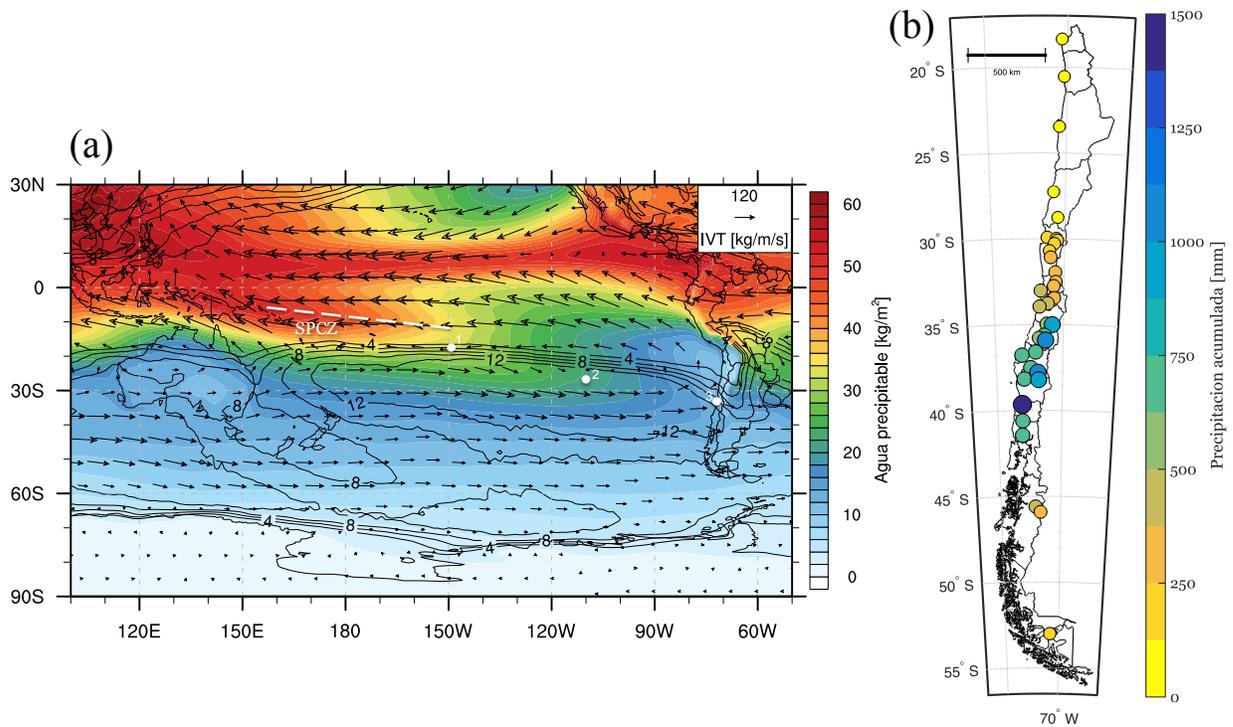


Figura 3.1: Climatología 1981-2010 para el periodo invernal (JJA). (a) Climatología del agua precipitable en colores (en kg/m^2), IVT en vectores (en $\text{kg}/\text{m}/\text{s}$) y frecuencia de RAs en contornos (expresados en % del tiempo). Puntos blancos indican lugares de lanzamiento de radiosonda, (1) Tahití, (2) Isla de Pascua y (3) Santo Domingo. (b) Valores medios de precipitación acumulada para cada estación (en mm).

Las magnitudes del transporte integrado de vapor (IVT) son máximas en la zona ecuatorial del Pacífico, influenciado principalmente por el alto contenido de PW y siguiendo la dirección predominante de los vientos alisios. Hacia latitudes mayores, sobre el Pacífico sur, el IVT es mayoritariamente desde el Oeste, con un máximo entre los 30-40°S en la zona de vientos del oeste intensos. Esta zona es también donde se presenta la mayor frecuencia de RAs sobre el Pacífico sur. Al sur de este máximo, la magnitud del IVT disminuye de la mano con una disminución del PW y de la frecuencia de RAs. En la costa del sur de Sudamérica, el IVT sigue la circulación del Anticiclón Subtropical.

Con respecto a la frecuencia de RAs que tocan tierra en la costa de Chile, el máximo se observa entre los 35° y 45°S (12 % del tiempo, aproximadamente 13 días en JJA) con valores de IVT de entre 100 y 120 $\text{kg}/\text{m}/\text{s}$. Este resultado es coincidente con Viale *et al.* (2018) quien utilizó una base de datos completamente independiente. Esta zona también exhibe el máximo de precipitación estacional en Chile, en la figura 3.1.b, con montos entre 500 y 1500 mm.

La figura 3.2.a muestra las tasas de precipitación climatológicas en el periodo invernal. Se puede observar que la precipitación máxima se encuentra en el Pacífico ecuatorial en la ITCZ, principalmente cercano al norte de Sudamérica, con valores cercanos a 1500 mm por temporada. Los montos de precipitación también muestran la posición de la SPCZ (ver línea blanca discontinua en la figura 3.1.a), extendiéndose hacia el Sureste desde la ITCZ

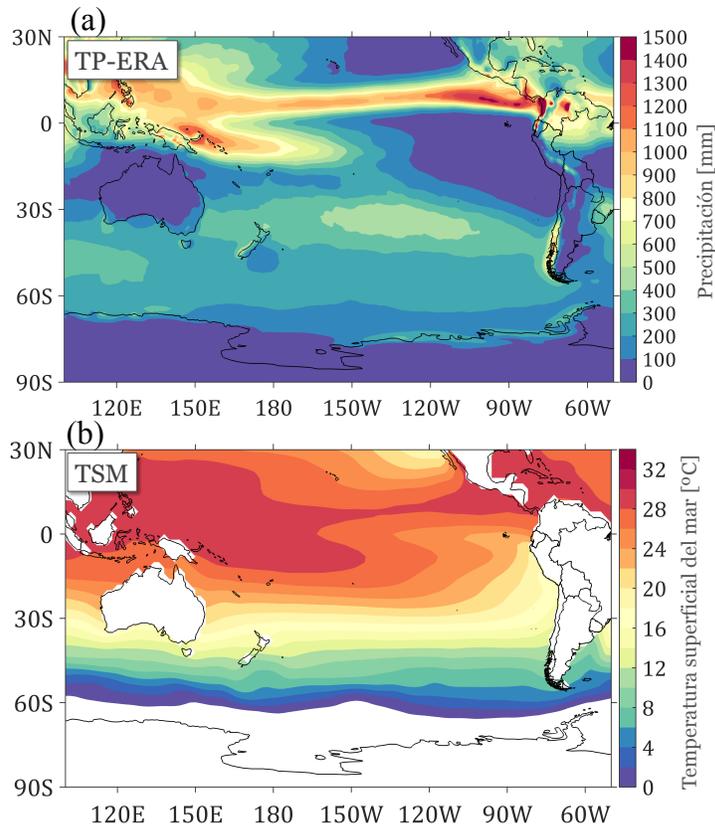


Figura 3.2: Climatología 1981-2010 para el periodo invernal (JJA). (a) Climatología de precipitación obtenida de ERA-Interim (en mm). (b) Climatología de temperatura superficial del mar TSM (en °C).

en los 150°W hasta los 10°S-150°W, aproximadamente. En el Pacífico sur, se presenta un máximo centrado aproximadamente a los 30°S entre los 160° y 100°W de entre 400 y 500 mm. Acumulados que van desde los 300 hasta los 1000 mm se observan sobre la costa de Chile, aumentando hacia el Sur entre los 35° y 43°S, con un máximo relativo ligeramente al norte de los 40°S en concordancia con lo observado en la figura 3.1.b. Montos mayores a los 1000 mm se observan al sur de los 43°S principalmente por la costa, entre las regiones de Los Lagos y Aysén.

En la figura 3.2.b muestra los valores climatológicos de temperatura superficial del mar, TSM. Se puede ver cómo en la zona del Pacífico Ecuatorial se presentan los mayores valores de TSM, los que incluso superan los 30°C. Hacia latitudes medias, en el Pacífico sur, los valores decrecen gradualmente, alcanzando alrededor de 16 °C en los 30°S. Por la costa sudamericana se observa una extensión de bajas temperaturas, de Sur a Norte, por lo que la costa chilena tiene menores valores de SST que a una misma latitud costa afuera: alrededor de los 20°S la costa de Chile presenta valores cercanos a los 16°C, en los 30°S cercanos a los 14°C y en los 40°S cercanos a los 13°C.

De las figuras 3.1 y 3.2 se puede ver que en la zona del Pacífico ecuatorial, tanto en la ITCZ como en la SPCZ, existe buena correspondencia entre los valores de TSM, PW y precipitación. Más al sur, en el Pacífico sur, el máximo de precipitación observado en la figura 3.2.a

parece estar más relacionado con la mayor frecuencia de RAs observada en la figura 3.1.a que a los valores de TSM o PW. Por otra parte, en la costa occidental de Sudamérica y en Chile, los montos de precipitación observados en la figura 3.2.a muestran un máximo relativo en comparación con la misma latitud costa afuera, lo que está relacionado con la acción de la orografía local sobre los sistemas de bajas presiones. Además, los valores de precipitación vistos en la figura 3.1.b muestran buena relación con la ubicación del máximo de frecuencia de RAs sobre la costa de Chile.

La lluvia en Chile central ocurre en su mayoría en episodios asociados al paso de sistemas frontales, los que a su vez pueden o no estar asociados a RAs (Falvey and Garreaud, 2007, por ejemplo). Con tal de observar y comprender la relación entre la intensidad de la precipitación y el transporte de humedad en la escala de tormenta, se calcularon las correlaciones entre la precipitación diaria y el transporte medio diario zonal y meridional. Para lo cual se calculó un promedio de intensidad de precipitación diaria en la zona centro-sur de Chile (en mm/día) y se calculó la correlación con el transporte de humedad zonal uIVT y meridional vIVT extraído de los datos del reanálisis NCEP-NCAR en días con precipitación, es decir, cuando el índice de precipitación fuese >0 mm/día.

De la figura 3.3 se observa que en las tres zonas la correlación alcanza valores de r entre 0.5 y 0.6. En Falvey and Garreaud (2007) se encontró un máximo de correlación entre las precipitaciones y el flujo de humedad alrededor de los 2500 m, con $r^2 \sim 0.4-0.5$, disminuyendo rápidamente con la altura. En este caso, se encuentran $r^2 \sim 0.25-0.4$ para la columna completa. La diferencia radica en que el máximo de correlación encontrado aquí se ubica ligeramente costa afuera.

Los máximos de correlación entre la precipitación y uIVT se encuentran al norte de cada zona (ver la ubicación del recuadro en los paneles a, b, c, con respecto al máximo de correlación), mientras que con vIVT existe una correlación inversa en las cuatro zonas, de similar magnitud. Esto tiene relación con la forma en que llueve en Chile central, descrita en Viale and Nuñez (2011) (entre otros autores), con un flujo mayormente noroeste, y con el hecho de que los RAs presentan el mayor IVT al lado cálido del frente (Dacre *et al.*, 2015). Para el caso de los RAs que tocan tierra en Chile, el máximo IVT se encuentra al norte de la línea frontal, de ahí que la señal de máxima correlación esté al norte en cada zona.

Por una parte, si bien estos resultados indican una relación entre el flujo de humedad y la intensidad de la precipitación en Chile, queda de manifiesto por la magnitud de las correlaciones, de que no es el único factor que explica la intensidad de las precipitaciones, tal como ha sido descrito previamente en la literatura (Falvey and Garreaud, 2007; Valenzuela and Garreaud, 2019; Viale *et al.*, 2018, por ejemplo). Por otra parte, permiten observar el patrón espacial de la relación entre el IVT y la precipitación, con la consideración de que se utilizó un índice promedio de precipitación en un área y no datos de estaciones puntuales, lo que será de gran utilidad a la hora de interpretar los compuestos de correlación interanuales.

Con tal de caracterizar los RAs que llegan a Chile, se tomaron todos los días con la presencia de un RA al menos por el 25 % del tiempo (1/4 de día, es decir, en al menos 1 de los 4 pasos de tiempo diarios disponibles en la base de datos) en tres puntos representativos de las zonas CN, CS y S ubicados en el centro de cada zona. Los puntos seleccionados se

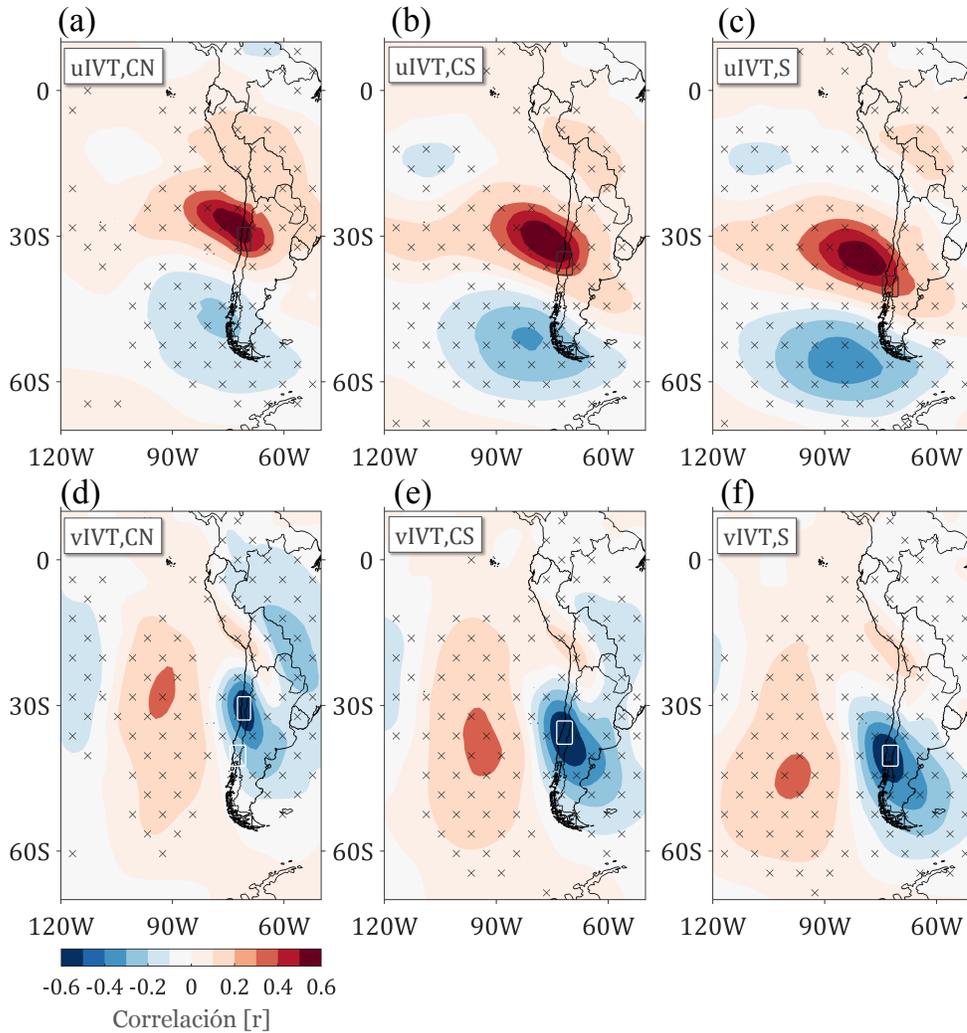


Figura 3.3: Correlación diaria (1979-2015), en días de lluvia (precipitación >0 mm) entre la precipitación (zonas CN, CS y S) y el transporte zonal uIVT (paneles a, b y c) y el transporte meridional vIVT (paneles d, e y f). Significancia con test de Montecarlo a un 95 % de confianza marcado en achurado. Cuadro en cada panel indica la ubicación de cada zona.

muestran en la figura 3.4, cuyas latitudes se muestran en la figura 3.5.a.

El compuesto de magnitudes de IVT muestra que la intensidad de los RAs aumenta de norte a sur, según la figura 3.4, tanto en la costa como costa afuera. También se puede ver que los RAs llegan a la costa con cierta curvatura ciclónica (ver línea roja segmentada en los paneles de la figura 3.4), la que es menos pronunciada mientras más al sur toca tierra el RA, por lo que en las tres zonas la dirección predominante del IVT es noroeste al tocar tierra. Una circulación anticiclónica, el borde ecuatorial del RA divide el máximo IVT en dos porciones; uno más intenso cerca de la costa y otro al oeste de los 120°W .

La precipitación media en días con RAs en cada zona se muestra en la figura 3.5, junto con la magnitud diaria del IVT en los puntos seleccionados anteriormente. Se puede ver que el IVT aumenta de magnitud hacia el sur, mas no así la precipitación. La mediana del IVT pasa de 240 kg/m/s en los RAs que llegan a CN a cerca de 300 kg/m/s para los llegan a S.

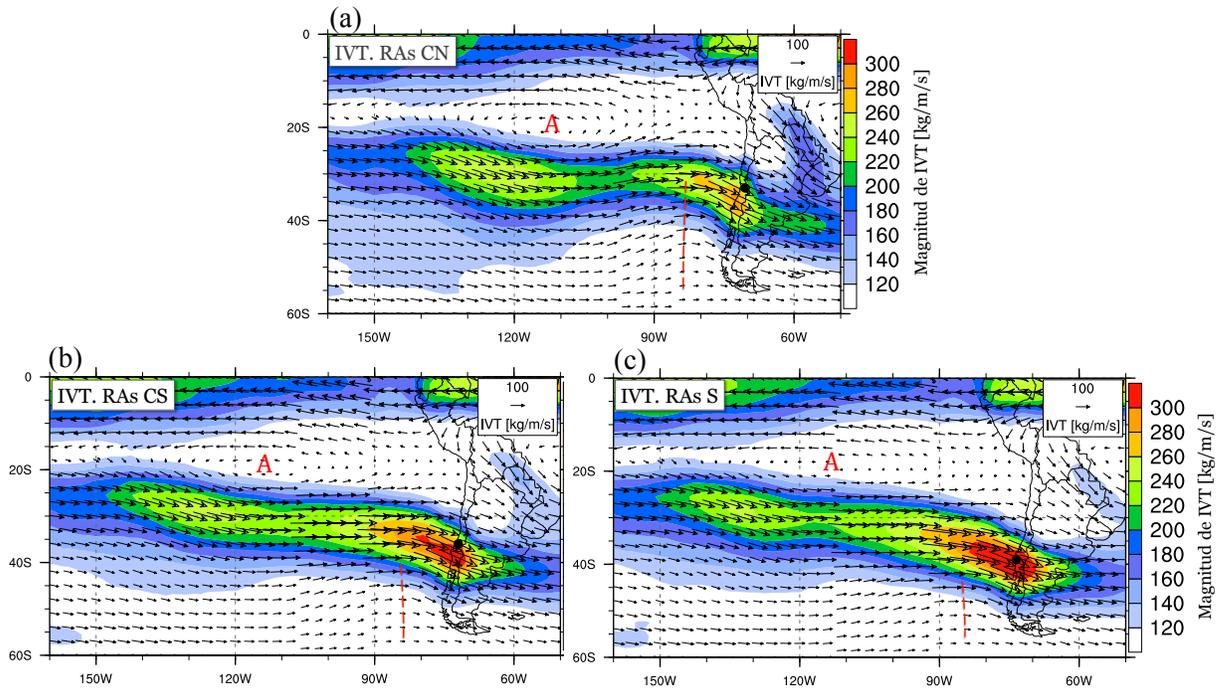


Figura 3.4: Compuesto de la magnitud media del IVT diario en días con RAs en tres puntos seleccionados (ver texto). Punto negro en cada panel indica el punto de grilla seleccionado para generar el compuesto (todos los días con frecuencia de RA $\geq 25\%$ del tiempo en cada punto). Línea roja segmentada muestra la posición y extensión de la vaguada y letra A la posición de la circulación anticiclónica.

Estos resultados coinciden con Viale *et al.* (2018), que muestra un aumento hacia el sur de la magnitud, en términos de IVT, de los RAs. En dicho trabajo se menciona que es la parte subtropical (29° - 37° S) la que recibe una mayor contribución de los RAs y mayor intensidad de la precipitación en comparación con la zona extratropical (ver figura 12 en Viale *et al.* (2018)), lo que coincide con las máximas tasas de precipitación observadas en la figura 3.5.b.

La zona CN presenta una mediana de precipitación inferior a los 2 mm/día, sin embargo, se registran días con precipitaciones que superan incluso los 80 mm/día (ver 3.5.b). En las zonas CS y S la precipitación asociada a RAs presenta una magnitud similar, sin embargo, la dispersión de la precipitación es mayor en la zona CS, donde también se registran los eventos individuales más intensos, con días en los que la precipitación supera los 80 mm/día.

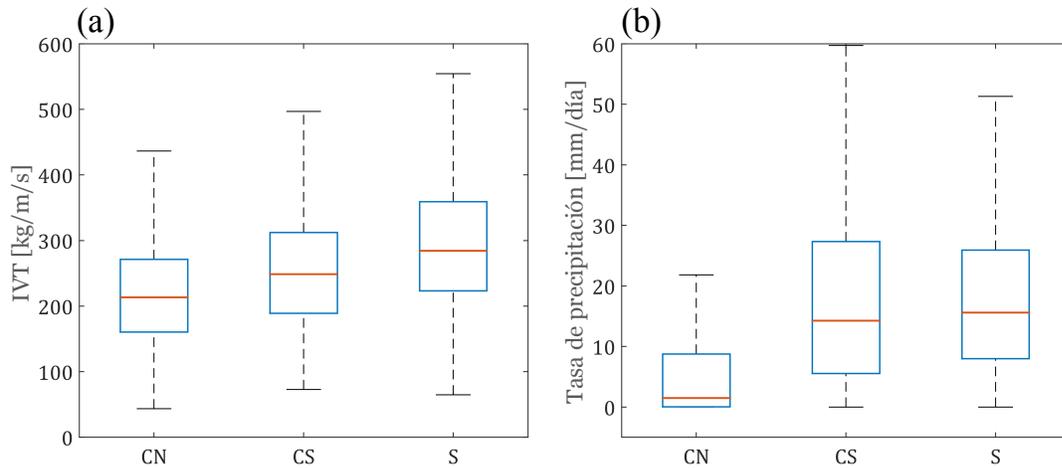


Figura 3.5: Gráfico de cajas de (a) Magnitud diaria del IVT en días con RAs en los puntos seleccionados (ver puntos en la figura 3.4). (b) Promedio diario de precipitación por zona en días con RAs (ver texto). Línea roja en las cajas muestra el percentil 50, los extremos de las cajas indican los percentiles 25 y los bigotes indican el valor mínimo y máximo no considerado outlier.

3.2. Relación entre el contenido y transporte de humedad y la precipitación de invierno en Chile

En esta sección se estudia la covariabilidad del contenido y transporte de vapor de agua integrado (de aquí en adelante referido simplemente como transporte de humedad), con las precipitaciones en las cinco zonas de Chile definidas previamente en el periodo invernal, con tal de determinar el grado de asociación lineal entre las variables.

La covariabilidad interanual del agua precipitable (PW) con las precipitaciones en Chile se muestra en la figura 3.6 y figura 3.7.a. La correlación de la precipitación con el contenido de PW local (en las cercanías a la delimitación de cada zona) es positiva en todas las zonas. Una característica en común que se observa en CN, CS, S y A es que el máximo de correlación se presenta ligeramente al norte de cada una de las zonas (ver cuadros grises en las figuras 3.6.b, c y d y figura 3.7.a), mientras que en la zona N el máximo de correlación se ubica justo sobre la zona N. Esto podría indicar una naturaleza distinta en las lluvias de N comparada con las otras zonas. En las zonas CN, CS y S las correlaciones son del orden de 0.6-0.7 y se pueden ver en detalle en el Anexo 6.3, figura 6.6.

En CN y N existe una alta correlación entre las precipitaciones y el PW de la zona del Pacífico ecuatorial central (ver la zona de correlación positiva significativa entre los 5°N y 5°S en la zona del Pacífico entre 180°W y 120°W en las figuras 3.6.a y 3.6.b). Esto muestra una conexión entre el PW del Pacífico ecuatorial central con el PW de la costa sudamericana en Ecuador, Perú y el norte de Chile, que se relaciona directamente con las precipitaciones de las zonas N y CN. Correlaciones máximas con el Pacífico ecuatorial del orden de 0.5 y 0.6 se observan en estas dos zonas.

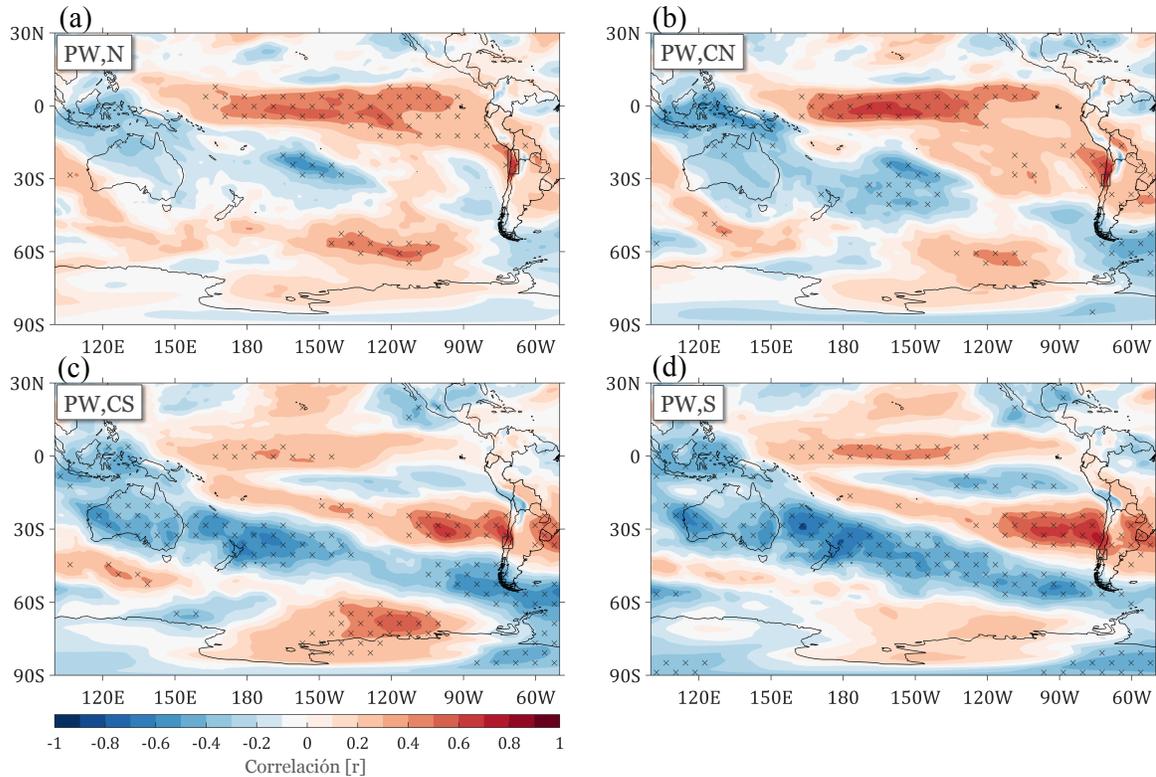


Figura 3.6: Correlación interanual (1979-2014)) entre el agua precipitable PW y el índice de precipitación para el periodo JJA en (a) zona norte N, (b) zona centro-norte CN, (c) zona centro-sur CS y (d) zona sur S. La caja en las figuras indica cada una de las zonas. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.

En CS y S, en cambio, la relación con el PW se muestra conectada con el Pacífico ecuatorial no por la costa sudamericana, sino más bien por la cuenca del Pacífico, como una elongación desde el este de Papúa Nueva Guinea (cerca el Mar de Salomón) hacia la costa sudamericana en Chile CS y S. Este patrón puede estar asociado al transporte de humedad desde la zona ecuatorial hacia latitudes mayores. Al sur del área de correlaciones positivas se observa un área de correlaciones negativas, cruzando desde Australia hacia el extremo sur de Sudamérica (ver colores azules en las figuras 3.6.c y 3.6.d). Este dipolo indica que cuando aumentan las precipitaciones y el PW en CS y S, simultáneamente disminuye el PW en el extremo austral del país con conexión con el Pacífico occidental. La correlación positiva máxima con el Pacífico ecuatorial es del orden de 0.3-0.4, mientras que con el PW costa afuera es del orden de 0.5-0.6, disminuyendo gradualmente hacia el Pacífico oeste con correlaciones del orden de 0.2.

En la zona austral, en cambio, no se observa una conexión con el Pacífico ecuatorial en las correlaciones con PW (figura 3.7.a) y la magnitud de la correlación es menor a la observada en las zonas CS y S, 0.4-0.5 con el PW local y prácticamente nula con el PW en el Pacífico ecuatorial o en la cuenca del Pacífico sur.

La correlación entre el transporte zonal de humedad (uIVT) y las precipitaciones, mostrado en la figura 3.8 para las zonas N, CN, CS y S, muestra una relación directa y más intensa

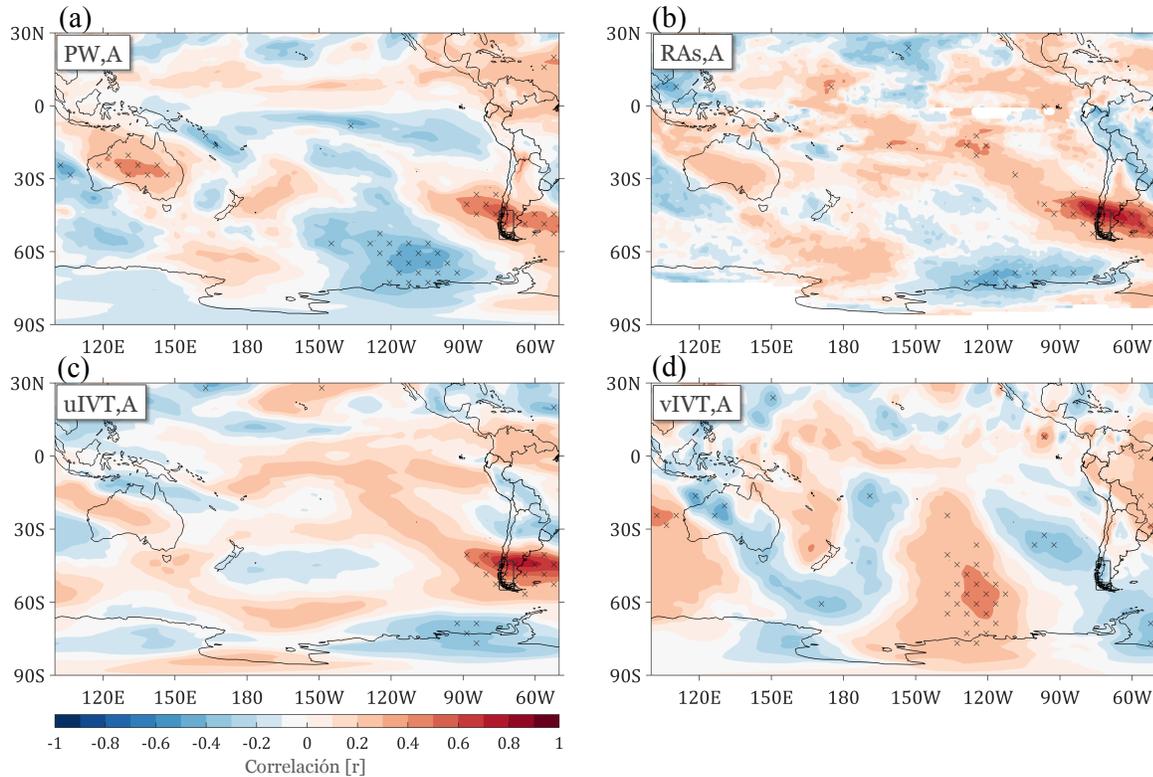


Figura 3.7: Correlación interanual (1979-2014) entre el índice de precipitación para el periodo JJA en la zona Austral (A) y (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte de vapor zonal uIVT y (d) transporte de vapor meridional vIVT. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.

que en el caso del PW en cada una de las zonas. Correlaciones del orden 0.6 a 0.8 se observan en las zonas CN, CS y S (ver figura 6.6 para un acercamiento). Esto significa que inviernos con mayor precipitación ocurren con flujos de humedad del oeste más intensos.

Para el caso de la zona N, en la figura 3.8.a, se observa una señal local directa sobre Chile y simultáneamente una señal inversa centrada en los 50°S. Un comportamiento similar se observa para la zona CN, en la figura 3.8.b, en que la relación de la precipitación y el uIVT es mayor que en la zona N. Para CN se observa que la señal no es exclusivamente local, observándose una mayor conexión con la zona del Pacífico ecuatorial. Las correlaciones se ven intensificadas en las zonas CS y S, tal como se puede observar en las figuras 3.8.c y 3.8.d, observándose también un dipolo de correlaciones, con un máximo positivo sobre la zona y un máximo negativo al sur.

En CS y S las precipitaciones y uIVT están fuertemente relacionados ($r \sim 0.8$ localmente) con una marcada conexión con el Pacífico tropical. Correlaciones entre 0.4 y 0.5 son observadas en la cuenca del Pacífico sur con conexión a Sudamérica. Al igual que lo observado para el caso de PW, al sur de la zona de máxima correlación positiva se presenta una zona de máxima correlación negativa también conectada con el Pacífico occidental y Australia.

Para el caso de la zona austral, si bien la correlación se maximiza localmente al igual

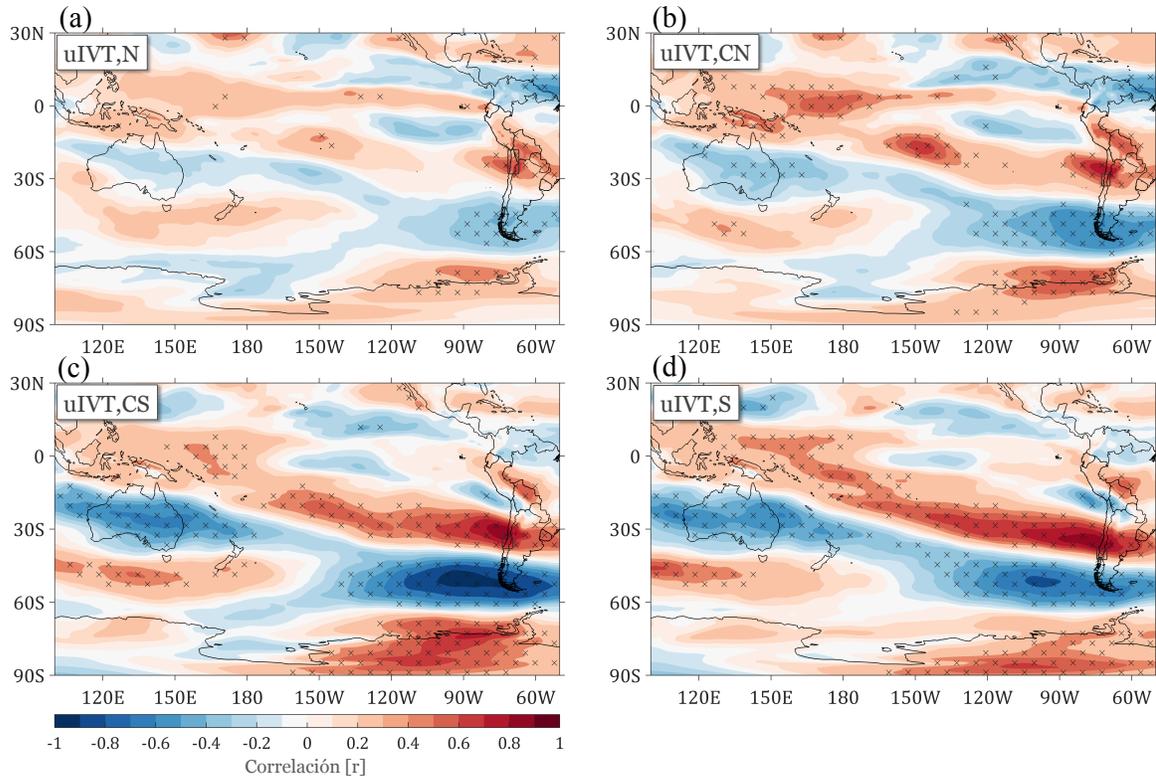


Figura 3.8: Correlación interanual (1979-2014) entre el transporte de vapor zonal uIVT y el índice de precipitación para el periodo JJA en (a) zona norte N, (b) zona centro-norte CN, (c) zona centro-sur CS y (d) zona sur S. La caja en las figuras indica cada una de las zonas. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.

que en las otras zonas, el máximo de correlación se encuentra al lado este de la cordillera de los Andes (ver figura 3.7.c). Esto puede estar influenciado por la escasez de estaciones utilizadas para la creación del índice en la zona austral (A), utilizándose sólo las estaciones de Coyhaique, Balmaceda y Punta Arenas (ver tabla 2.6), ubicadas todas al lado este de la disminuida cordillera de los Andes en la Patagonia chilena.

La relación entre las precipitaciones en las zonas N, CN, CS y S y el transporte de humedad meridional (vIVT) se presenta en la figura 3.9. En las cuatro zonas se observa una relación inversa (correlación negativa) entre las precipitaciones y el transporte meridional local. Es decir, inviernos más lluviosos se asocian con flujo de humedad más intenso desde el norte. En las zonas CN y CS la magnitud de las correlaciones alcanza valores del orden 0.7-0.8. Para el caso de la zona A, en la figura 3.7.d, también se observa una correlación inversa, aunque carente de significancia estadística.

Otras áreas de correlación significativa aparecen en los análisis. Al sur del área de correlación negativa local se observa un área de correlación positiva, la que se extiende costa afuera de manera meridional paralela a la costa, en el caso de las zonas N y CN, y en diagonal hacia el Pacífico occidental, para el caso de las zonas CS y S. En el caso de la zona A esta característica no es observable. Además, en las zonas N, CN, CS y S se observa un área de

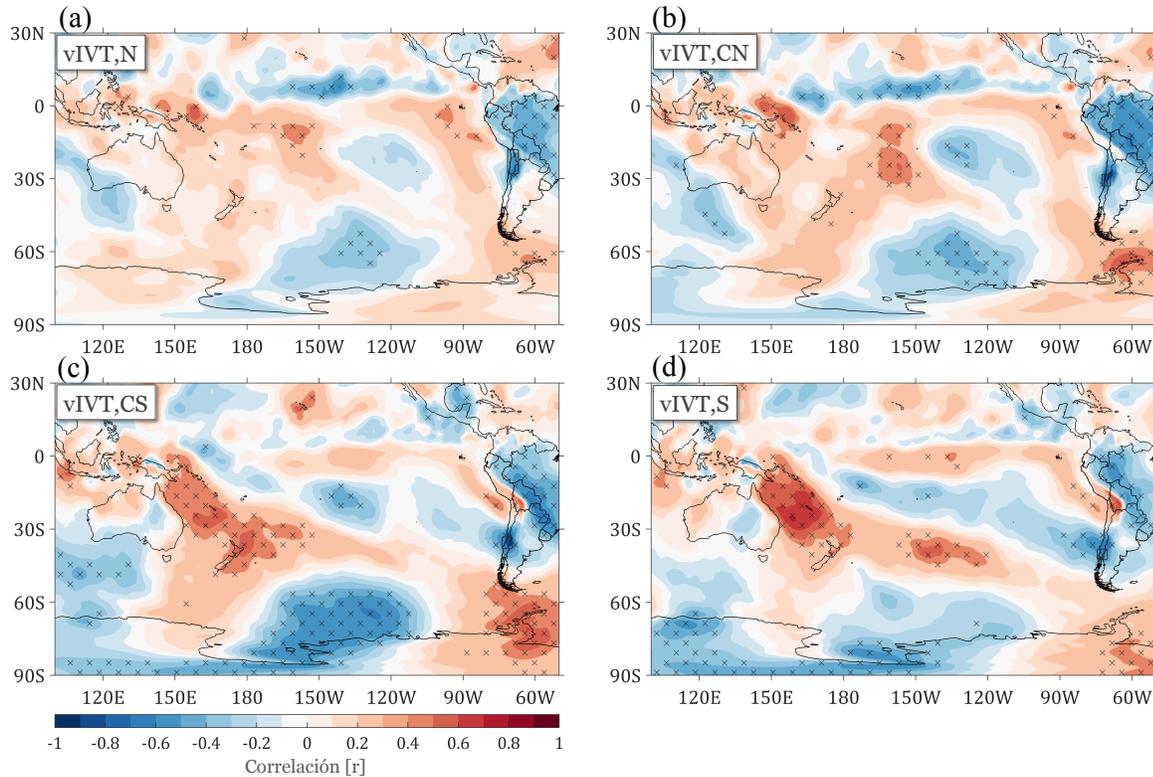


Figura 3.9: Correlación interanual (1979-2014) entre el transporte de vapor meridional vIVT y el índice de precipitación para el periodo JJA en (a) zona norte N, (b) zona centro-norte CN, (c) zona centro-sur CS y (d) zona sur S. La caja en las figuras indica cada una de las zonas. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.

anomalías negativas alrededor de los 150-120°W ligeramente al sur de los 60°S. Estos centros de anomalías sugieren la presencia de una circulación ciclónica anómala frente cada zona y una circulación anticiclónica al sur (alta de bloque) durante los inviernos lluviosos.

Dados los resultados de las correlaciones entre precipitación y transporte de vapor en las cinco zonas, se puede inferir que el mecanismo físico que relaciona interanualmente las precipitaciones con el flujo de humedad es un aumento de precipitaciones cuando el PW aumenta, asociado con un aumento de uIVT desde el Pacífico ecuatorial hacia Chile en la zonas CN, CS y S. Este aumento de PW y uIVT es máximo al norte de CN, CS y S y está asociado con un aumento del vIVT desde el Norte. Este patrón, a una escala diaria, parece estar relacionado con la llegada sucesiva de sistemas frontales (generalmente acompañados de un río atmosférico) que en Chile toman un flujo de componente noroeste. Situación distinta se presenta en la zona N, donde las precipitaciones están relacionadas con un aumento en PW y uIVT local, y la relación con vIVT es de menor magnitud que en las otras zonas. Por otra parte, en la zona A la relación entre precipitaciones y uIVT es directa con un máximo al lado este de los Andes y una débil relación entre las precipitaciones y vITV, lo que podría estar influenciado por la ubicación de las estaciones utilizadas para esta zona.

Las correlaciones entre los flujos de humedad y la precipitación en Chile centro y sur

(zonas CN, CS y S) en la escala interanual tienen muchas similitudes con las correlaciones en la escala diaria (mostradas en la figura 3.3), sin embargo, en la escala diaria no se observan conexiones hacia la cuenca del Pacífico sur, en uIVT principalmente, como sí se observan en la escala interanual. Esto sugiere que el paso sucesivo de sistemas asociados a transporte de humedad, en la escala diaria, dejan una especie de «huella» costa afuera, con conexión hacia el Pacífico ecuatorial, lo que se refleja en las correlaciones interanuales como una conexión en las correlaciones entre Chile y el Pacífico sur.

La relación entre las precipitaciones y la frecuencia de RAs se muestra en la figura 3.10 para las zonas N, CN, CS y S. Es evidente que en las cuatro zonas existe una correlación positiva significativa. También es evidente que en las zonas CN, CS y S existe una conexión con el Pacífico occidental similar a lo observado en las correlaciones entre precipitación y uIVT. En la zona A, en la figura 3.7.b, también se observa una correlación positiva con un máximo al norte del límite de la zona A. A diferencia de lo observado en las otras zonas, el máximo de correlación no se ubica de la cordillera al Oeste, sino que se ubica sobre la cordillera y también hacia el Este, de manera similar a lo observado en la correlación entre precipitación y uIVT (figura 3.7.c).

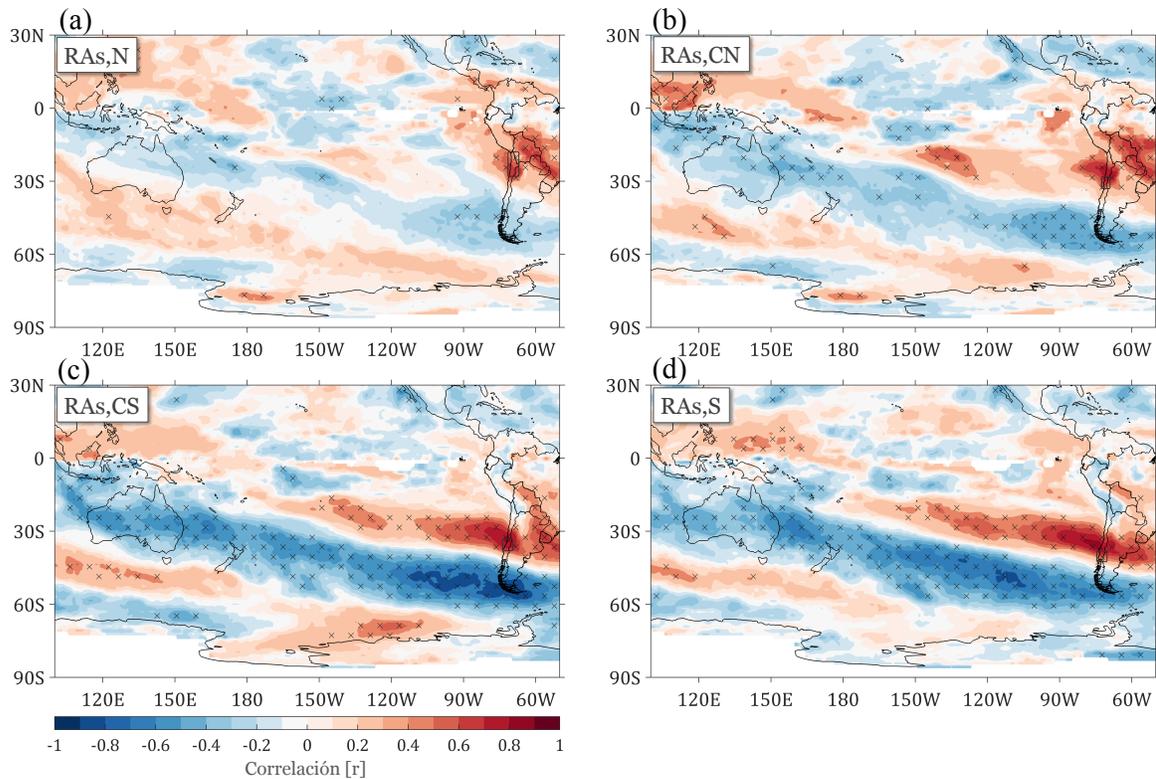


Figura 3.10: Correlación interanual (1979-2014) entre la frecuencia de ríos atmosféricos RAs y el índice de precipitación en el periodo JJA en (a) zona norte N, (b) zona centro-norte CN, (c) zona centro-sur CS y (d) zona sur S. La caja en las figuras indica cada una de las zonas. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.

Estas correlaciones entre precipitación y frecuencia de RAs, muestran que un aumento en las precipitaciones, en la escala interanual, está asociado a un aumento en la frecuencia

de RAs desde el Pacífico entre los 20°S-150°W hacia Chile CN, CS y S. Simultáneamente, este aumento en la frecuencia de RAs asocia una disminución en la frecuencia en el trayecto desde el oeste de Australia hacia Chile al sur de los 45°S. La relación entre las precipitaciones de la zona N y los RAs no muestra una conexión con el Pacífico costa afuera, a diferencia de las otras zonas. Esto puede estar relacionado con el hecho de que los RAs no impactan directamente en la zona N y el mecanismo por el cual los RAs pueden llegar hasta este lugar de Chile es un desplazamiento sur a norte, favorecido por la orografía, una vez que el RA toca tierra.

Por otra parte, lo observado en la zona A puede estar influenciado por el hecho de que las estaciones utilizadas se ubican al lado este de la cordillera de los Andes a diferencia de todas las demás estaciones utilizadas en las otras zonas. El análisis de correlación con datos grillados de precipitación permite capturar de mejor manera la señal de correlación a ambos lados de la cordillera (ver Anexo 6.4) en la zona de Patagonia. De la figura 6.7.c se puede observar que la Patagonia tiene una correlación positiva al lado Oeste de los Andes y correlación negativa al lado Este de los Andes, concordando con el control que el viento zonal tiene sobre las precipitaciones (Garreaud *et al.*, 2013).

3.3. Relación entre la temperatura superficial del mar, el contenido y transporte de humedad y la frecuencia de RAs

En esta sección se estudia la covariabilidad entre la temperatura superficial del mar con el transporte de humedad y el PW con tal de estudiar la dependencia del PW e IVT a los cambios locales de TSM. También se estudia la covariabilidad entre el contenido y transporte de humedad con la frecuencia de ríos atmosféricos con tal de estudiar la asociación lineal entre los RAs y estas variables de humedad.

3.3.1. Relación entre TSM y el transporte de humedad

La figura 3.11 estudia la relación entre la TSM en la cuenca del Pacífico sur con el contenido de PW y el transporte de humedad. Se puede observar que en general existe una correlación positiva entre la TSM y el PW (colores rojos en la figura 3.11.a). Las mayores correlaciones, cercanas a 0.8, se observan en la zona ecuatorial del Pacífico cercana a Sudamérica. En la zona subtropical y extratropical, las correlaciones se debilitan y se vuelven heterogéneas, lo que puede indicar un control no-local de la humedad en zonas fuera de los trópicos, donde el transporte horizontal de humedad empieza a jugar un rol importante en el contenido de humedad.

Las magnitudes de las correlaciones entre la TSM y el transporte de humedad sugieren que el transporte de humedad no responde linealmente a cambios locales de TSM, principalmente en los extratropicos. Las correlaciones entre TSM y la frecuencia de RAs no muestran valores

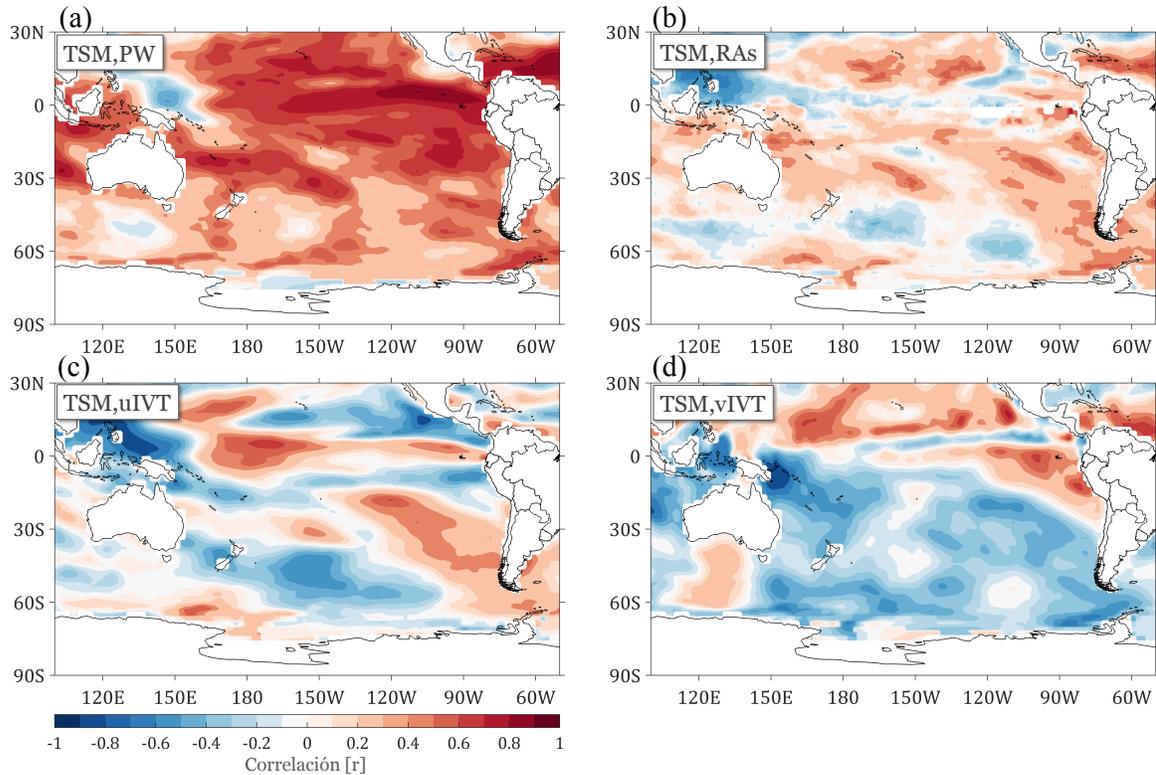


Figura 3.11: Correlación interanual (1979-2014) para el periodo invernal (JJA), punto a punto, entre la temperatura superficial del mar TSM y (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT.

que permitan hablar de relación lineal entre estas dos variables.

3.3.2. Relación de PW y RAs con el transporte de humedad

Para estudiar la covariabilidad del PW con el transporte de humedad y RAs en la costa occidental de Sudamérica se calcula la correlación punto a punto entre esta variable y el transporte de humedad.

La figura 3.12 muestra que la correlación entre PW y uIVT es máxima en la costa del centro de Chile (entre los 25-35°S) y una zona costa afuera. Si bien la correlación no implica causalidad, es posible pensar que un aumento de uIVT desde el Pacífico hacia la costa de Chile provoque un aumento local del PW en las costas chilenas. Como uIVT depende tanto del viento como del contenido de PW, un aumento del viento en la zona del Pacífico (por ejemplo, una intensificación de la corriente en chorro o de un chorro de bajo nivel) podrían provocar mayor advección de humedad desde el Pacífico ecuatorial o Pacífico sur hacia la costa de Chile aumentando el contenido local de PW en la costa chilena.

Situación similar se observa en la componente meridional del transporte (3.12.b). Aumentos de PW están asociados a flujos meridionales desde el Norte, lo que tiene sentido si se

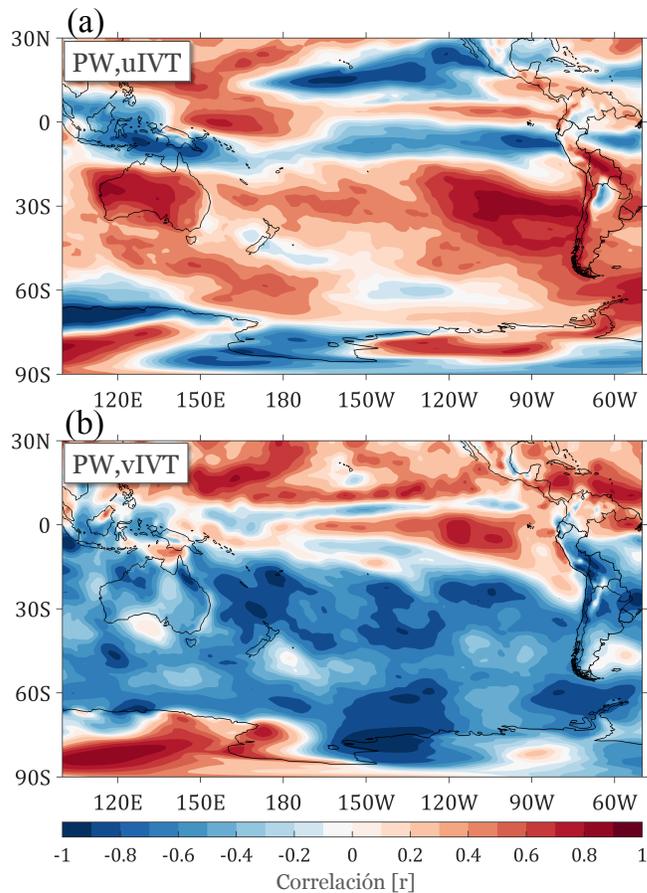


Figura 3.12: Correlación interanual (1979-2014) para el periodo de invierno (JJA), punto a punto, entre el agua precipitable PW y (a) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (c) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT.

observa la figura 3.1 que muestra un importante gradiente Norte-Sur del contenido de PW. Entonces, un flujo desde el Norte, en general, traerá consigo un mayor contenido de PW y lo contrario para un flujo desde el Sur.

Por otra parte, en el Pacífico sur, la frecuencia de RAs está relacionada positivamente con PW, uIVT y TSM y negativamente con vIVT, según lo observado en la figura 3.13. Si se observa lo que ocurre en el Pacífico sur oriental, se puede ver que la mayor correlación está entre RAs y uIVT (correlaciones superiores a 0.9 entre 25 y 30°S en la figura 3.13.c), es decir, a mayor flujo de humedad desde el Oeste mayor es la frecuencia de RAs. Algo similar se observa con PW. También es posible identificar un área de relativa máxima correlación entre RAs y vIVT cercana a los 30°S-90°W (figura 3.13.d), coincidentes con máximos de correlación también con PW y uIVT.

Como uIVT y PW también están correlacionados positivamente, aquellos inviernos en los que existe mayor uIVT se tendrá también mayor PW y una mayor frecuencia de RAs en la costa occidental de Sudamérica.

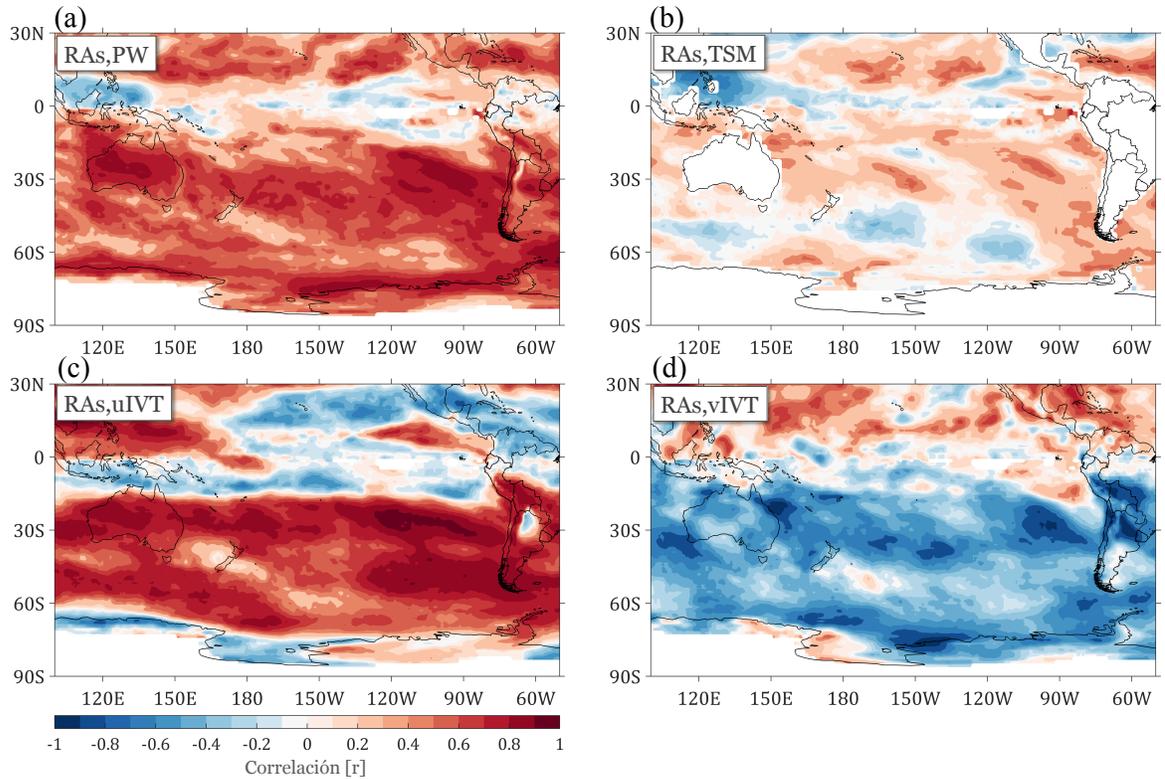


Figura 3.13: Correlación interanual (1979-2014) para el periodo de invierno (JJA), punto a punto, entre la frecuencia de ríos atmosféricos RAs y (a) agua precipitable PW, (b) temperatura superficial del mar TSM, (b) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (c) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT.

3.4. Anomalías del contenido y transporte de humedad asociadas a ENSO

De acuerdo con los resultados expuestos en las secciones 3.2 y 3.3, el transporte de vapor de agua (representado por PW, uIVT y vIVT) y la frecuencia de ríos atmosféricos tienen una relación con las precipitaciones en Chile y en la cuenca del Pacífico sur a una escala interanual. Por otra parte, este transporte está relacionado con los cambios en la temperatura superficial del mar, principalmente los cambios en la TSM del Pacífico ecuatorial, en la región de El Niño 3.4.

En esta sección se estudian las anomalías de las diferentes variables observadas en años de El Niño. Para esto se calcularon compuestos de anomalías con los años de El Niño y La Niña definidos en la sección 2.1 basados en el índice ONI, tal como se explica en la sección 2.6.

3.4.1. Relación entre ONI y el contenido y transporte de humedad

En primer lugar se estudia el grado de asociación lineal entre la TSM en el Pacífico ecuatorial, utilizando el índice ONI, con el contenido y transporte de humedad y la frecuencia de RAs.

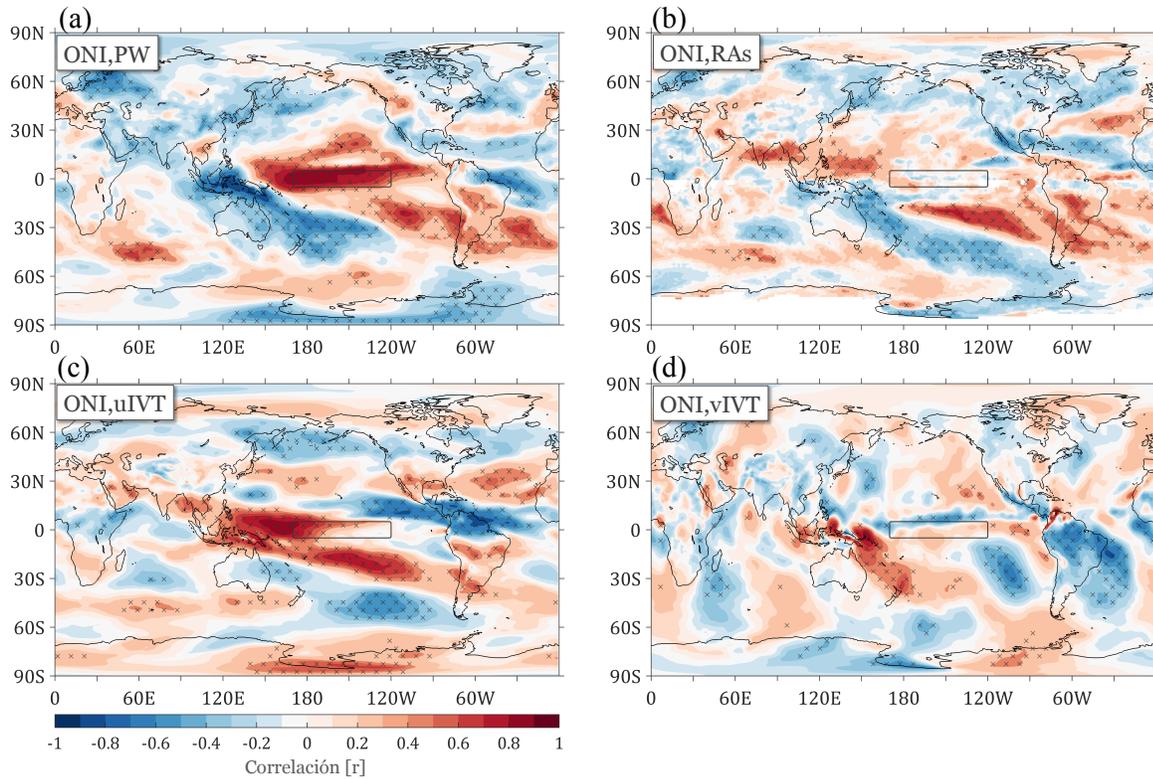


Figura 3.14: Correlación interanual (1979-2014) entre el índice ONI para el periodo de invierno (JJA) y (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. La caja en las figuras indica la zona Niño 3.4. Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.

De la figura 3.14 se observa que en la zona del Pacífico ecuatorial central existe una correlación positiva entre el índice ONI y el PW, es decir, un aumento en el ONI (de la TSM en la zona Niño 3.4) asocia un aumento en el PW en buena parte del Pacífico ecuatorial, hasta la costa sudamericana (principalmente en la zona donde se calcula el ONI), y una disminución en la zona de Indonesia. Correlaciones positivas máximas entre 0.7 y 0.8 se observan en el Pacífico ecuatorial central y occidental, mientras que correlaciones negativas del orden de -0.7 y -0.8 se observan sobre Indonesia.

Un aumento de ONI también está relacionado positivamente con un aumento en el contenido de PW desde el Pacífico ecuatorial hacia la costa occidental de Sudamérica, principalmente en una franja delimitada entre los 20-30°S y los 120°W y la costa de Chile, aproximadamente. La correlación alcanza un máximo de 0.6-0.7 en los 110°W-20°S.

Por su parte, el transporte de vapor de agua zonal uIVT ecuatorial (figura 3.14.c) muestra

una correlación positiva y significativa con ONI en la zona de Indonesia y la Poza Cálida y una correlación negativa en la costa occidental de América Central. Además, se observa una banda de correlación positiva que conecta el Pacífico ecuatorial occidental con la costa occidental de Sudamérica, toda vez que un aumento en ONI se asocia con un aumento de uIVT hacia Sudamérica desde la zona de la Poza Cálida. La correlación en esta banda alcanza un máximo de 0.7.

El vIVT se relaciona directamente con ONI al oeste de Australia y negativamente costa afuera de Sudamérica en un área centrada entre los 30°S y 100°W. Esas son las dos áreas de correlación más importantes en la cuenca del Pacífico que se pueden ver de la figura 3.14.d.

Con respecto a los RAs, se observa una correlación positiva significativa en un área en el océano Pacífico, entre los 180° y 110°W y también en Sudamérica entre los 20° y 45°S (áreas de color rojo en el océano Pacífico en la figura 3.14.b). Esto significa que un aumento en el ONI se asocia con un aumento en la frecuencia de RAs desde el océano Pacífico hacia Sudamérica. Simultáneamente, ONI y RAs se relacionan negativamente en una franja oceánica desde el sureste de Indonesia hacia el extremo sur de Sudamérica (ver área de color azul en el océano Pacífico en la figura 3.14.b).

Tanto la frecuencia de RAs como el uIVT muestran mayor correlación con ONI que con la TSM local en el Pacífico fuera de los trópicos, principalmente entre los 20 y 30°S y los 180 y 100°W. Esto podría indicar que el transporte de humedad en esta zona del Pacífico responde, en la escala interanual, a un control dado por el flujo de humedad de mayor escala, dominado por los cambios en la TSM del Pacífico ecuatorial central, más que a un control local dado por los cambios locales de TSM.

Serían los cambios en la TSM en la zona ecuatorial los que favorecen cambios en el transporte de humedad desde el Pacífico ecuatorial occidental hacia el Pacífico sur oriental, aumentando el contenido de humedad cerca de la costa oeste de Sudamérica. Esto significaría que ENSO juega un rol importante en la variabilidad de los transportes de humedad desde el Pacífico sur hacia la costa occidental de Sudamérica en la escala interanual.

3.4.2. Modos de variabilidad del contenido y transporte de humedad

Con tal de determinar el grado de influencia que tiene ENSO en la variabilidad interanual del agua precipitable y los transportes de humedad, se realizó un cálculo de funciones ortogonales empíricas (EOFs) sobre las anomalías estacionales de ERA-Interim entre 1979 y 2014 para el Pacífico sur.

La figura 3.15 muestra el modo principal de variabilidad interanual para el periodo invernal (JJA) del agua precipitable y los transportes de humedad. Se observa una notable semejanza de estos patrones espaciales de variabilidad (EOFs) con las correlaciones espaciales observadas en la figura 3.14. Esto indicaría que este modo principal de variabilidad interanual corresponde a ENSO.

Para corroborar lo anterior, se calculó la correlación entre el índice ONI y el primer

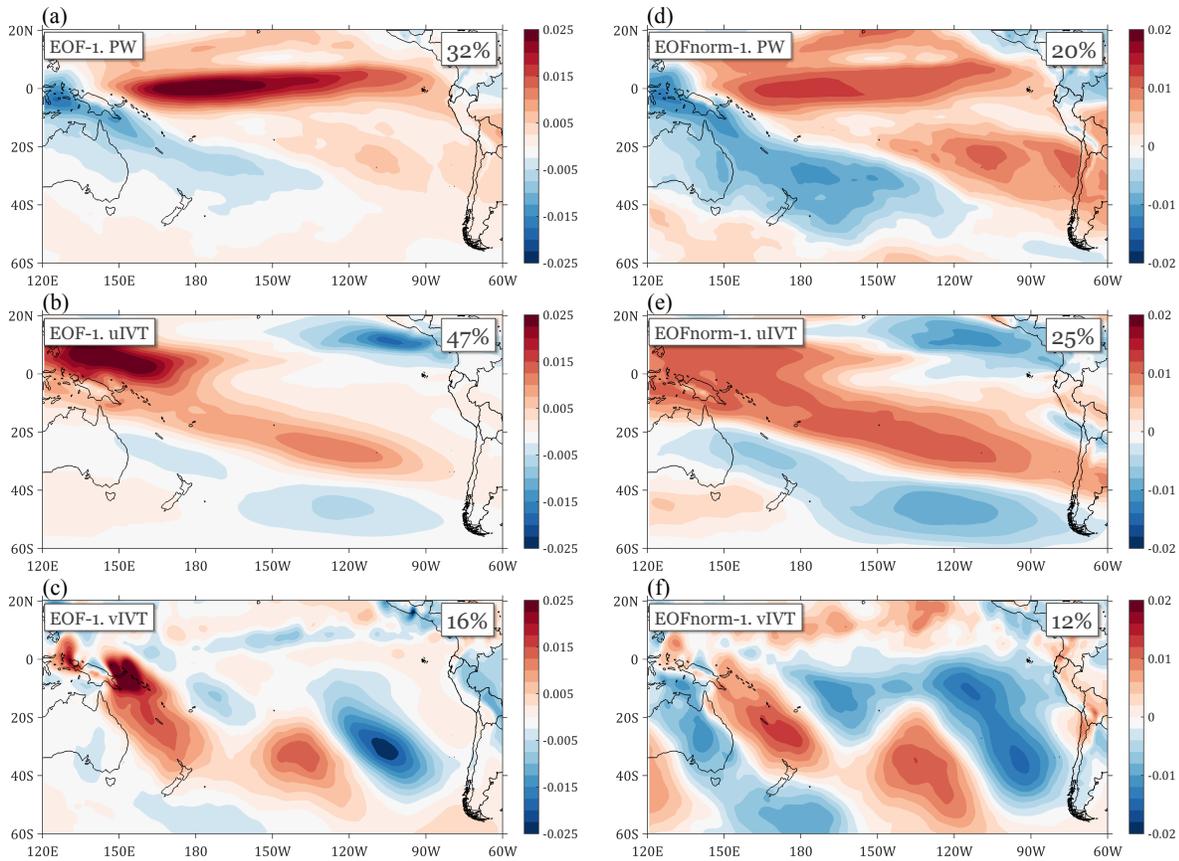


Figura 3.15: Modo principal de variabilidad interanual para el periodo invernal (JJA), utilizando función ortogonal empírica (EOF), de (a) agua precipitable PW, (b) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (c) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. Al igual que en (a), (b) y (c), se muestra el modo de principal de variabilidad interanual para el periodo invernal utilizando EOFs normalizadas para (d) agua precipitable PW, (e) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (f) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. El cálculo de las EOFs fue realizado con datos de ERA-Interim entre el periodo 1979-2014 dentro del dominio definido en estas figuras. En la caja arriba a la derecha de cada panel se indica el porcentaje de varianza explicada.

componente principal (PC) para cada variable (PCs, en la figura 3.16). La correlación entre el índice ONI y el componente principal (PC) del primer EOF es ~ 0.8 para el caso de uIVT y vIVT y ~ 0.9 para el PW, ratificando que es ENSO el primer modo de variabilidad.

Para el caso del PW, en la figura 3.15.a, ENSO explica el 32 % de la varianza, para el caso de uIVT la varianza explicada por ENSO es aún mayor (47 %), mientras que para vIVT es de un 16 %.

Esto significa que gran parte de la variabilidad, principalmente del transporte zonal de vapor de agua (uIVT), está modulada por la variabilidad del fenómeno ENSO, ya sea por los cambios en la humedad como por los cambios en el viento.

Dado que la varianza, tanto del PW como de uIVT y vIVT es máxima en la zona ecuatorial

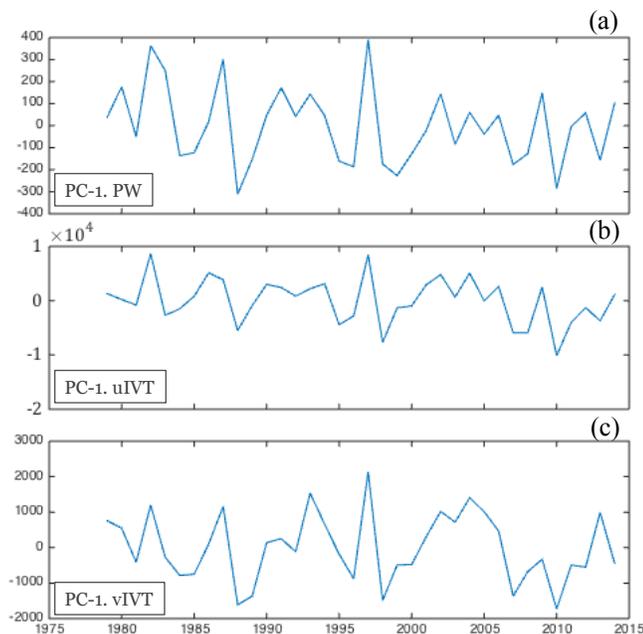


Figura 3.16: Componentes principales del modo principal de variabilidad interanual para el periodo invernal (JJA) de (a) agua precipitable PW, (b) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT.

(ver figuras 6.1.e, 6.3.c) y presenta un alto gradiente meridional (ver figura 6.3), se calcularon EOFs con las anomalías de estas variables normalizadas, con tal de capturar varianza en regiones extratropicales y quitar algo de peso a las varianzas ecuatoriales. Los modos encontrados con las anomalías normalizadas, en la figura 3.15.c.d.e muestran un patrón similar al observado en las figuras (a), (b) y (c), siendo ENSO igualmente el modo dominante. Como era esperable, los modos normalizados suavizan la influencia tropical y aumentan la extratropical, por ejemplo, frente a la costa sur de Sudamérica en el PW y en los extratropicos del uIVT.

3.4.3. Anomalías asociadas con El Niño

En esta sección se presentan los compuestos de anomalías para las distintas variables estudiadas durante los inviernos El Niño. Los resultados para los inviernos La Niña se muestran en Anexo 6.5.

Durante los inviernos de El Niño la TSM aumenta en el Pacífico ecuatorial, principalmente cerca de la costa de Sudamérica, alcanzando entre 0.9 y 1.0°C de anomalía. Este calentamiento también alcanza la costa del norte y centro de Chile con anomalías entre 0.2 y 0.3°C (figura 3.17.a). Desde el centro (33°S aproximadamente) hacia el sur, las anomalías de TSM por la costa de Chile no superan los 0.1°C. Simultáneamente, se observa un ligero enfriamiento en el mar alrededor de Indonesia y Australia.

En la figura 3.17.c se observa un aumento en la precipitación en el Pacífico ecuatorial y

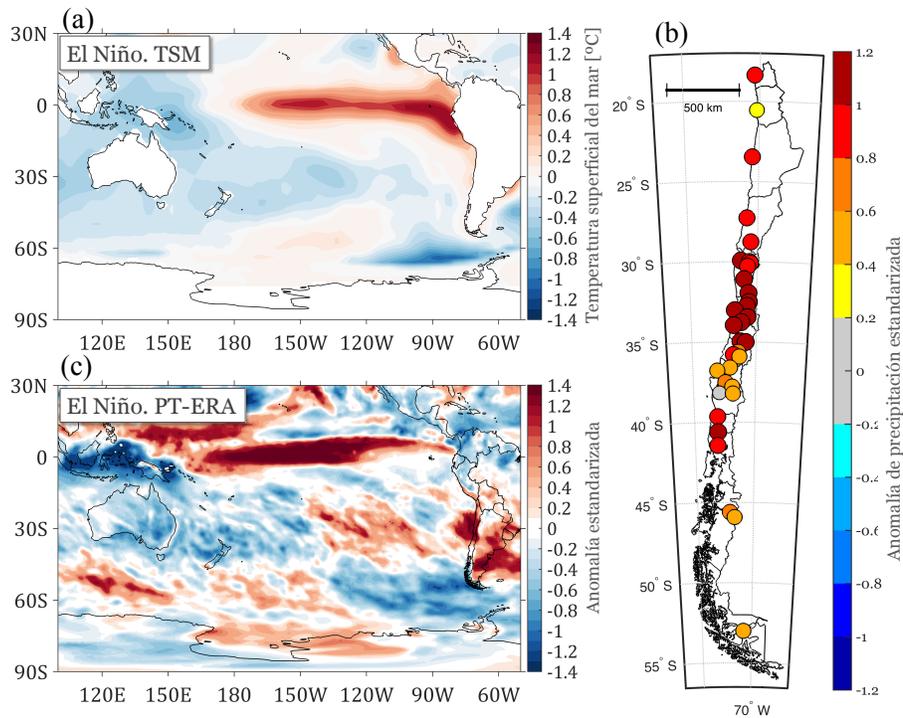


Figura 3.17: Compuesto de anomalías para el periodo invernal (JJA) en años de El Niño para (a) temperatura superficial del mar TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) precipitación en Chile y (c) precipitación de TP-ERA. (b) y (c) expresados en anomalías estandarizadas.

una disminución de la misma en la zona de Indonesia. Frente a la costa de Chile, en un área centrada en los 30°S con 120°W , también se observan anomalías positivas de precipitación. En esta región las anomalías estandarizadas alcanzan valores entre 0.4 y 1.0, lo que equivale a montos entre 50 y 120 mm.

En la costa de Chile central se aprecia un máximo de anomalías positivas de precipitación, alrededor de los 30°S , con anomalías estandarizadas >1.0 . Este aumento en la precipitación en Chile se muestra con más detalle en la figura 3.17.b. Se puede ver que en toda la zona de estudio se presentan anomalías positivas de precipitación, las que en la zona central (entre los $30\text{-}35^{\circ}\text{S}$), superan 1 desviación estándar de anomalía.

La señal más intensa de anomalía de precipitación se observa en la zona CN (entre los 30 y 35°S), lo que concuerda con lo observado por Montecinos *et al.* (2000). En esta zona los montos acumulados de precipitación pasan del orden de los 160 mm a los 300 mm por invierno. En la zona CS y S la magnitud de las anomalías es menor, con anomalías estandarizadas del orden de 0.5. Para el caso de la zona A, los resultados entre los datos de estaciones (figura 3.17.c) contrastan con los datos grillados de precipitación (figura 3.17.b). Mientras las estaciones muestran anomalías positivas de precipitación, los datos grillados muestran anomalías negativas. Esto indica que la zona patagónica no presenta una relación fuerte con El Niño durante el invierno (Garreaud *et al.*, 2009, por ejemplo.).

En la figura 3.18.a se muestran las anomalías para PW en años de El Niño, desde la que es posible observar que en la zona ecuatorial se observa una disminución en PW en la región de

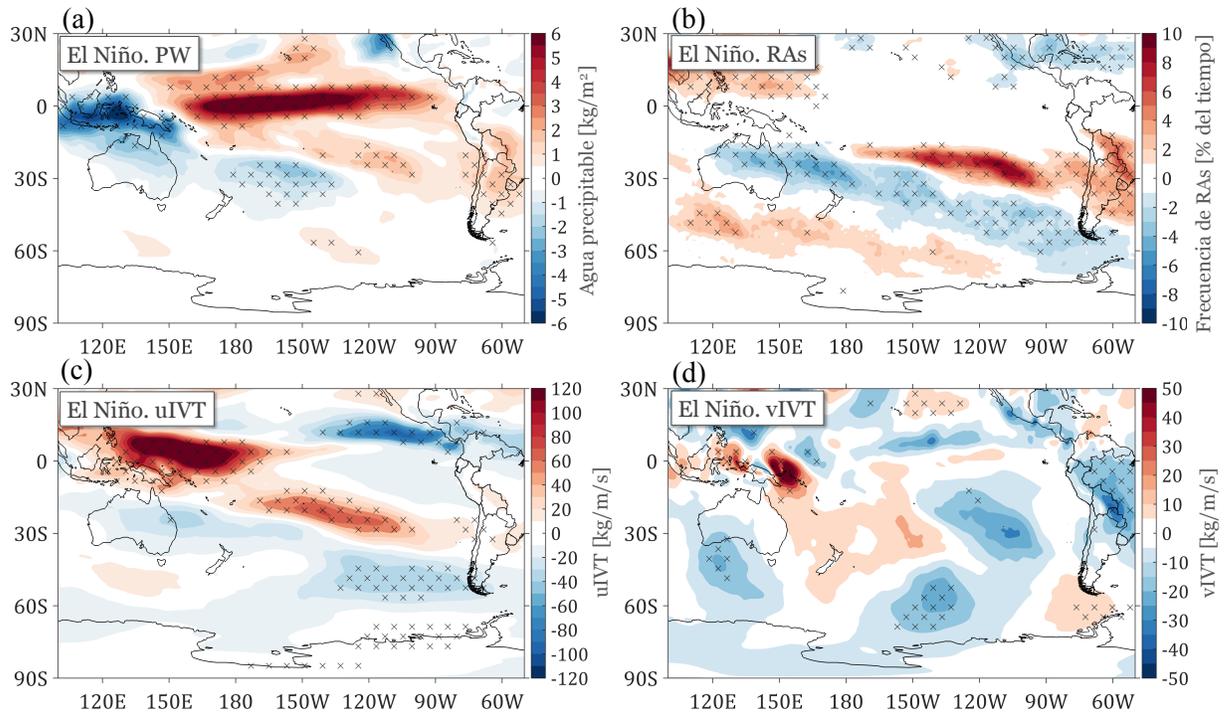


Figura 3.18: Compuesto de anomalías para el periodo invernal (JJA) en años de El Niño para (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. El área achurada indica una significancia estadística con un 95 % de confianza.

Indonesia y un aumento significativo ($>6 \text{ kg/m}^2$) en la zona del Pacífico central. Este dipolo de anomalías se extiende también hacia el Pacífico sur, con un máximo negativo entre los 180° y 130°W alrededor de los 30°S y un máximo positivo entre los 130° y 100°W alrededor de los 20°S . Por otra parte, en Sudamérica se observan anomalías positivas de entre 1.5 y 2 kg/m^2 , que en el caso de la costa de Chile, se extienden desde Norte por la costa y desde el Oeste como una proyección de las anomalías positivas que provienen del Pacífico central ecuatorial.

En la zona de Indonesia y el Continente Marítimo se presentan importantes anomalías positivas ($>120 \text{ kg/m/s}$) del transporte de vapor zonal (3.18).c, mientras que en Centroamérica se observan anomalías negativas de 80 kg/m/s . Por otra parte, se observan anomalías positivas de uIVT desde el Pacífico ecuatorial hacia la costa occidental de Sudamérica, las que llegan a la costa de Chile de manera significativa entorno a los 30°S (anomalías entorno a los 20 kg/m/s). Estas anomalías positivas son máximas en una zona entre los 30° y 15°S y 170° y 100°W , con anomalías entre 60 y 80 kg/m/s . Más al sur, frente a las costas de la Región de Magallanes, se presentan anomalías negativas de uIVT de entre -30 y -40 kg/m/s .

El vIVT muestra menos anomalías significativas en comparación con uIVT (figura 3.18.d). Un dipolo de anomalías significativas se observa alrededor de los 60°S , un centro de anomalías negativas entre los 130° y 140°W y un centro de anomalías positivas entre los 60° y 70°W . En latitudes medias, alrededor de los 30°S , se observa otro dipolo de anomalías, con un centro de anomalía positiva alrededor de los 150°W y uno de anomalía negativa alrededor de los

110°W.

Con respecto a las anomalías en frecuencia de RAs, en la figura 3.18.b, se observan significativas anomalías positivas desde el Pacífico sur hacia la costa de Chile, principalmente entre Chile CN y CS (anomalías entre 3 y 5 %), en una franja entre los 20 y 30°S. Un máximo de anomalías positivas se centra entre los 20-30°S y 120-100°W, con máximos de anomalía de 8 a 9 %. También se observa una extensa área de anomalías negativas que se extiende desde el Noreste de Australia hacia el extremo sur de Sudamérica.

En general, se observa que en años de El Niño se favorece un aumento del transporte de vapor de agua desde el Pacífico ecuatorial hacia la costa de Chile, aumentando el contenido de vapor de agua en la costa chilena, principalmente en el norte y centro-norte. El aumento en el transporte zonal está asociado con un aumento significativo en la frecuencia de ríos atmosféricos desde el Pacífico sur hacia la costa sudamericana. Asociado a este aumento, en años de El Niño, aumentan las precipitaciones en Chile, principalmente en el centro del país. Esta situación es opuesta en años de La Niña (ver Anexo 6.5).

Estos resultados observados en los transportes de humedad y RAs concuerdan con las correlaciones observadas en la sección 3.4.1, y se muestran como una respuesta al calentamiento del Pacífico ecuatorial. Lo anterior se sustenta en que en dichas correlaciones, se observa que tanto el transporte de vapor como la frecuencia de RAs muestran una mejor correlación con el índice ONI (es decir con la TSM en la zona del Niño 3.4) que con la TSM local (ver figuras 3.14 y 3.11), y como se puede observar en las figuras 3.17 y 6.8, el calentamiento (enfriamiento) en años de El Niño (La Niña) es restringido al Pacífico ecuatorial y la costa sudamericana.

Por otra parte, y según lo observado en la sección 3.2, las anomalías en el transporte de humedad (tanto zonal como meridional), PW y frecuencia de RAs concuerdan con las anomalías de precipitación observadas tanto en Chile como en la cuenca del Pacífico.

3.4.4. Anomalías en la vertical

En la sección anterior se pudo observar anomalías de transporte de humedad asociados a ENSO que se presentan como una elongación desde el Pacífico ecuatorial hacia la costa de Sudamérica. Sin embargo, los compuestos no muestran la estructura vertical de la atmósfera, dado que son variables integradas. En esta sección se estudia la estructura vertical del contenido y transporte de humedad en la cuenca del Pacífico sur.

Para ello, se utilizaron datos de perfiles verticales, obtenidos desde tres sitios de radio-sondeos a lo largo de la cuenca del Pacífico: Tahiti, Isla de Pascua y Santo Domingo (para referencia de ubicación ver figura 3.1 y tabla 2.8). Además, esta base de datos permitirá cuantificar la magnitud de las anomalías en la vertical desde el Pacífico ecuatorial occidental, con los datos de Tahiti, pasando por el Pacífico central, con los datos de Isla de Pascua, hasta la costa de Sudamérica, con los datos de Santo Domingo.

Para el caso del transporte de humedad, tanto zonal (uIVT) como meridional (vIVT), se

calculó la integral, definida en la ecuación 2.2, cada 50 hPa entre superficie y los 50 hPa.

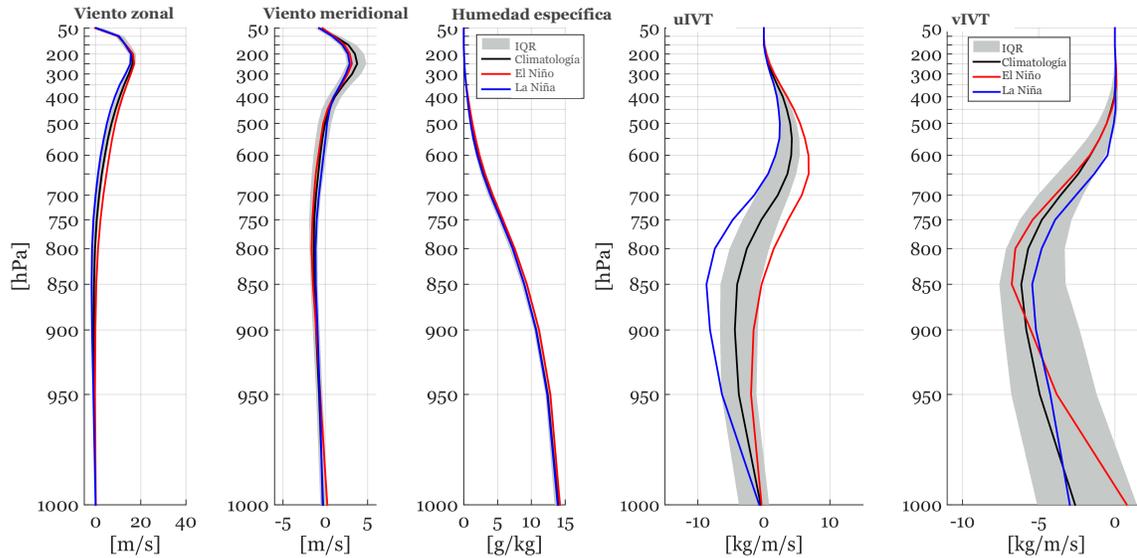


Figura 3.19: Perfiles medios estacionales (basados en el percentil 50 de los valores medios de cada año) de viento zonal, viento meridional, humedad específica, transporte de vapor zonal (uIVT) y transporte de vapor meridional (vIVT) en Tahiti. En negro la climatología 1981-2010, en sombreado el rango intercuartil (IQR) climatológico, en rojo los años de El Niño y en azul los años de La Niña.

En Tahití, el transporte integrado de vapor de agua muestra que por debajo los 750 hPa, el uIVT está influenciado por los altos montos de humedad específica, con valores entre 14 y 4 g/kg, y por el viento zonal débil de dirección Este (en promedio). En esta capa, el vIVT es negativo y el más intenso de la columna troposférica, dado un máximo de viento norte registrado alrededor de los 800-750 hPa. Por sobre los 750 hPa el uIVT se vuelve positivo, con un máximo alrededor de los 650-450 hPa, dado el cambio en la dirección del viento zonal, el que aumenta en magnitud hasta un máximo alrededor de los 300-200 hPa. En esta capa la humedad específica disminuye rápidamente hasta hacerse cero cercana a los 200 hPa. El viento meridional muestra un máximo alrededor de los 250 hPa, sin embargo, el vIVT disminuye gradualmente desde los 750 hPa hacia arriba dada la disminución de la humedad específica.

En años de El Niño (La Niña) se observa un desplazamiento de la curva promedio hacia los valores positivos (negativos) de uIVT, lo que significa que el transporte zonal es anómalo desde el Oeste (Este). Esto está en concordancia con lo observado en la figura 3.18.c (figura 6.9.c). Esta diferencia es máxima entre 850 y 450 hPa (950 y 700 hPa) en donde la curva promedio se encuentra por sobre (por debajo) el rango intercuartil climatológico.

Con respecto al transporte meridional, los cambios en años de El Niño son menos intensos, con una tendencia a anomalías del Sur (Norte) por debajo (sobre) los 850 hPa. Al observar la figura 3.18.d se observa que la isla de Tahití se encuentra (en los -17.5°S con 149.6°W) en un área sin anomalías entre dos anomalías, una positiva al Oeste y una negativa al Este. Durante La Niña, la tendencia es hacia anomalías de vIVT desde el sur sobretudo desde los 700 hPa hacia arriba.

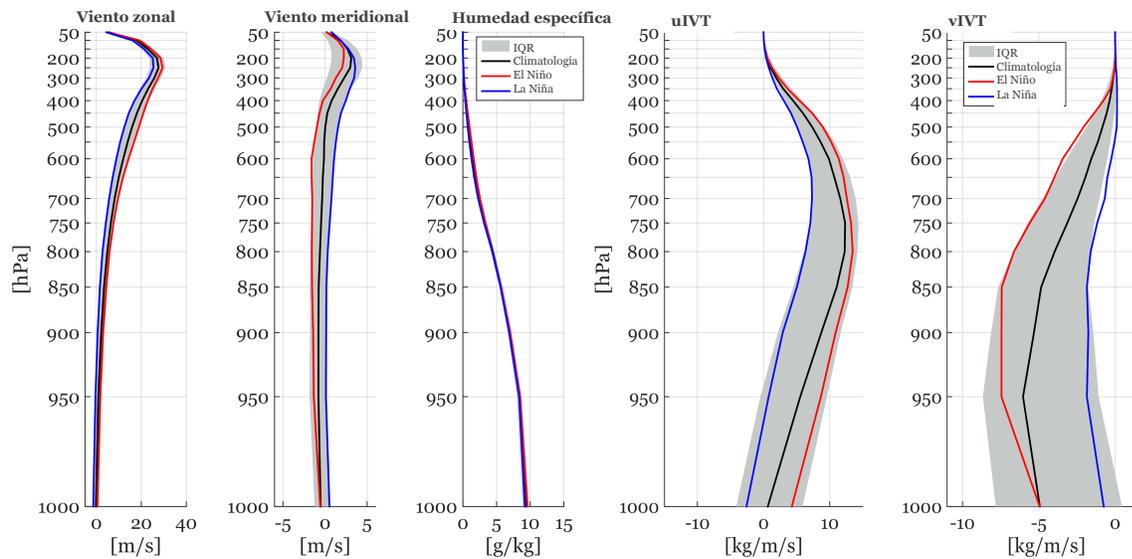


Figura 3.20: Perfiles medios estacionales (basados en el percentil 50 de los valores medios de cada año) de viento zonal, viento meridional, humedad específica, transporte de vapor zonal y transporte de vapor meridional en Isla de Pascua. En negro la climatología 1981-2010, en sombreado el rango intercuartil (IQR) climatológico, en rojo los años de El Niño y en azul los años de La Niña.

En Isla de Pascua el uIVT climatológico es positivo en toda la columna (aunque bajo los 950 hPa el rango intercuartil muestra valores negativos) con un máximo entre 850 y 700 hPa. Esto está dado por el viento zonal positivo en la columna, el que aumenta en magnitud hasta un máximo entre 200-250 hPa. Por el contrario, el vIVT es negativo en toda la columna, con un máximo en las capas bajas, entre superficie y 850 hPa. Estos resultados muestran que es el viento norte el que transporta la mayor cantidad de humedad en la Isla de Pascua, en comparación con el viento sur, que si bien puede ser intenso (principalmente en altura), no asocia valores altos de humedad. Lo anterior se puede observar en la figura 3.1.a, en donde se puede apreciar que Isla de Pascua (-27.16°S con -109.43°W) se encuentra en una zona de gradiente meridional positivo de PW (mayores valores al norte y menores al sur).

En años de El Niño (La Niña) el uIVT aumenta (disminuye) de magnitud en toda la columna, indicando que el transporte desde el Oeste se intensifica (debilita). En cuanto al transporte meridional, este se hace aún más intenso desde el Norte en años de El Niño y menos intenso en años de La Niña. Esto va de la mano con el hecho de que en años de El Niño (La Niña) el viento tiende a hacerse más intenso desde el Oeste y Norte (Este y Sur).

En Santo Domingo el transporte zonal es positivo desde los 950 hPa hacia arriba, con un máximo de magnitud entre 700 y 500 hPa. Por su parte, el transporte meridional es negativo con un máximo en una capa inferior, entre 900 y 600 hPa.

En años de El Niño (La Niña), el transporte de vapor de agua zonal se hace más (menos) positivo, es decir, se intensifica (debilita) el transporte desde el Oeste. Con respecto al transporte meridional, durante El Niño (La Niña) se intensifica (debilita) el transporte negativo, es decir, se intensifica (debilita) el transporte de humedad desde el Norte, principalmente

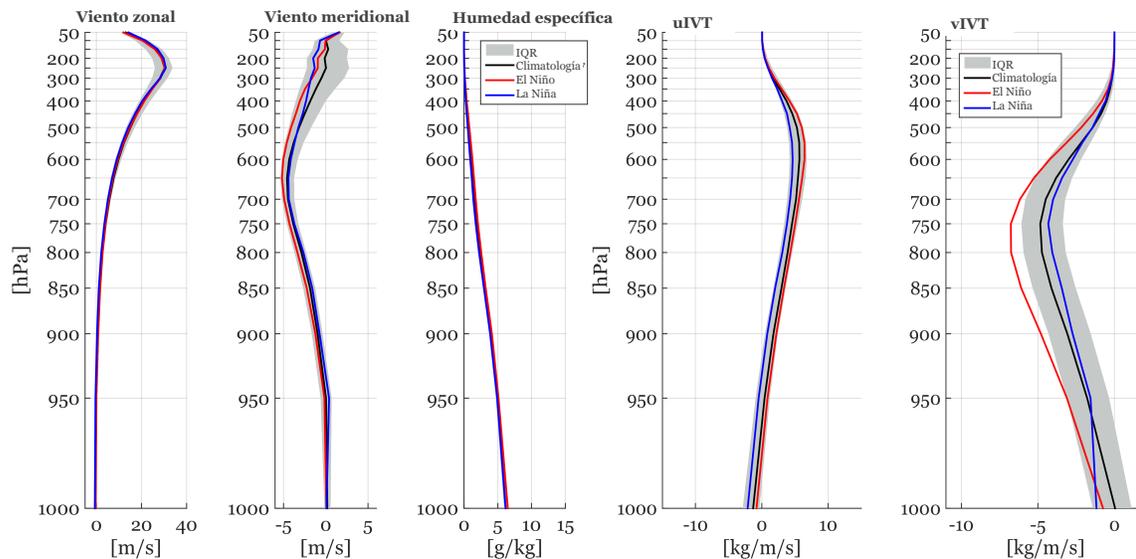


Figura 3.21: Perfiles medios estacionales (basados en el percentil 50 de los valores medios de cada año) de viento zonal, viento meridional, humedad específica, transporte de vapor zonal (uIVT) y transporte de vapor meridional (vIVT) en Santo Domingo. En negro la climatología 1981-2010, en sombreado el rango intercuartil (IQR) climatológico, en rojo los años de El Niño y en azul los años de La Niña.

entre 950 y 650 hPa

En términos comparativos, el transporte zonal es mayor en Isla de Pascua que en Santo Domingo, con un máximo en Isla de Pascua entre 850 y 700 hPa que alcanza los 10 kg/m/s, mientras que en Santo Domingo el máximo se observa en capas superiores, entre 700 y 500 hPa superando ligeramente los 5 kg/m/s. En capas bajas, si bien la magnitud del viento es ligeramente superior en Isla de Pascua, la gran diferencia está dada por el contenido de humedad, el que en superficie de Isla de Pascua bordea los 10 g/kg, mientras que en Santo Domingo sólo alcanza los 6 g/kg. Las capas bajas en Tahití muestran un comportamiento distinto, con un viento del Este predominante y un contenido de humedad que es largamente superior en esta isla (cercano a 15 g/kg).

Alrededor de los 500 hPa, el transporte zonal es ligeramente superior en Isla de Pascua que en Santo Domingo, siendo Tahití en donde el transporte es de menor magnitud. En este nivel, el contenido de humedad es similar en los tres puntos (entre 1 y 2 g/kg) y las variaciones del uIVT parecen estar dadas principalmente por la magnitud del viento. En capas altas, el transporte zonal disminuye significativamente en los tres sitios, a pesar del aumento en la magnitud del viento, dada la disminución del contenido de humedad.

Una transecta entre Isla de Pascua y Santo Domingo (figura 3.22) muestra cómo la magnitud del viento zonal es similar en todos los niveles entre Pascua y Santo Domingo, sin embargo, la cantidad de humedad específica es notoriamente menor en las cercanías a Santo Domingo bajo los 800 hPa. Esto es concordante con lo observado en la figura 3.1 y que tiene relación con una brusca disminución de la TSM hacia la costa de Chile observada en la figura 3.2.b. Frente a la costa de Chile, la baja temperatura del océano no permite valores altos

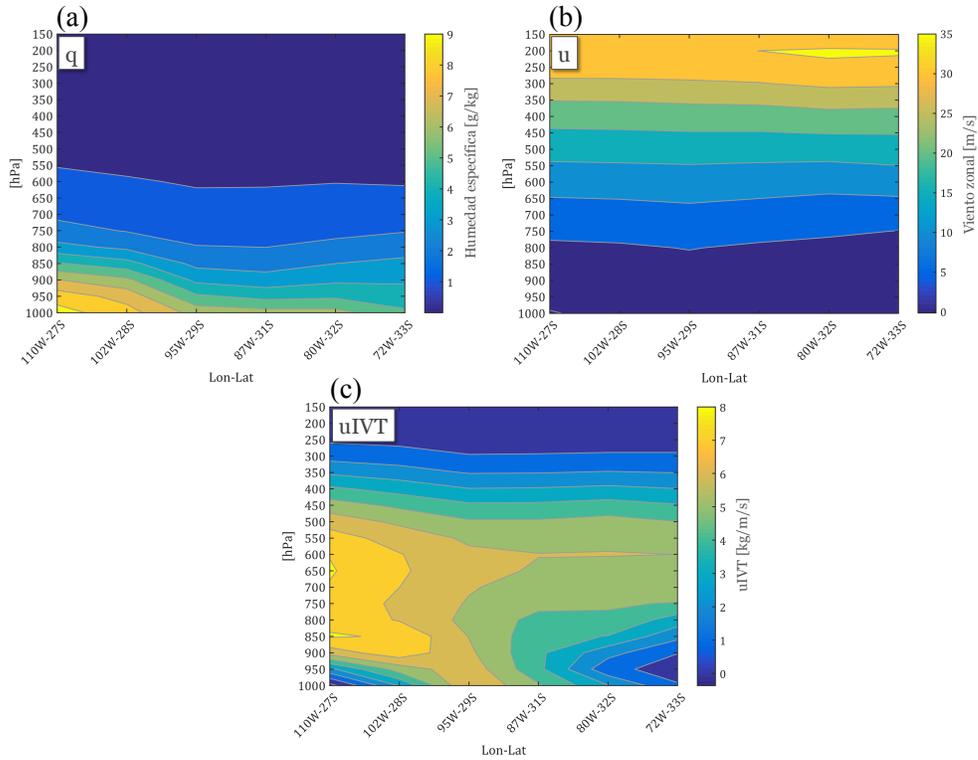


Figura 3.22: Corte transversal-altura entre Isla de Pascua y Santo Domingo. (a) Humedad específica (en g/kg). (b) Viento zonal (en m/s). (c) Transporte zonal de vapor (en kg/m/s). Datos de ERA-Interim.

de humedad específica (q) de acuerdo a la relación de Clausius-Clapeyron (Held and Soden, 2006). Esto provocaría una erosión de vapor de agua que se pueda transportar por el flujo medio desde Isla de Pascua hacia Santo Domingo, produciéndose condensación del vapor de agua a medida que el flujo avanza sobre aguas cada vez más frías cercanas a la costa de Chile, lo que se ve reflejado en una disminución de $uIVT$ en los niveles bajos de Santo Domingo en la figura 3.22.c.

Con respecto al transporte meridional, la gran diferencia está dada por la ubicación (en la altura) del máximo transporte. En Tahití el máximo (entre 3 y 7 kg/m/s, dado por el valor absoluto del rango intercuartil) se observa alrededor de 850 hPa, en Isla de Pascua el máximo (entre 1 y 8 kg/m/s de $vIVT$ negativo) se presenta alrededor de 950 hPa, mientras que en Santo Domingo, el máximo se ubica en 750 hPa (entre 3 y 6 kg/m/s) observándose también una menor dispersión en toda la columna (entre el p25 y p75).

De acuerdo con los resultados anteriores, y visto en términos de las anomalías estandarizadas en la figura 3.23, en años de El Niño (La Niña), el comportamiento es similar en los tres puntos de monitoreo: un aumento (disminución) en el contenido de humedad específica, mayor (menor) intensidad de viento zonal positivo y mayor (menor) intensidad del viento desde el Norte, lo que se traduce en un aumento (una disminución) del transporte zonal positivo -desde el Oeste- y meridional negativo -desde el Norte-.

Las mayores anomalías de $uIVT$ se observan en Tahití, principalmente entre los 950 y 500

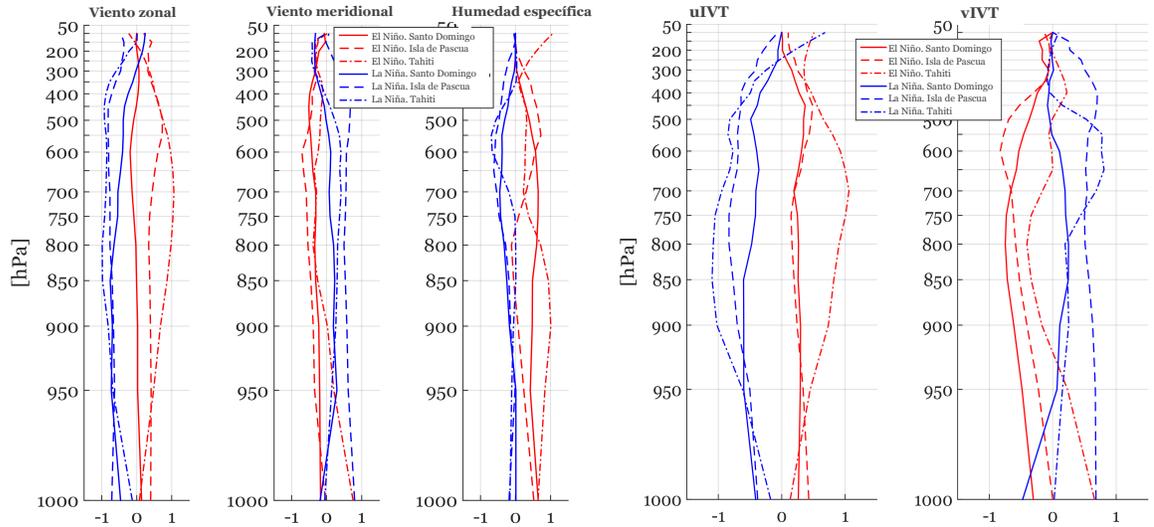


Figura 3.23: Perfiles verticales de anomalías estandarizadas (en rojo El Niño y en azul La Niña) de viento zonal, viento meridional, humedad específica, transporte de vapor zonal (uIVT) y transporte de vapor meridional (vIVT) en línea continua Santo Domingo, línea segmentada Isla de Pascua y línea con punto Tahití.

hPa, sin embargo, entre Isla de Pascua y Santo Domingo las diferencias son similares en toda la columna. Tanto en Santo Domingo como en Isla de Pascua, en todos los niveles verticales se presentan anomalías de similar magnitud, indicando que los cambios en uIVT ocurren en toda la columna. Situación similar se aprecia en vIVT en los tres sitios de lanzamiento, tanto en El Niño como en La Niña.

No obstante lo anterior, la figura 3.23 muestra ciertas diferencias en «la naturaleza» de estos cambios. Una comparación entre Santo Domingo e Isla de Pascua evidencia que mientras en Isla de Pascua los cambios (en términos de la anomalía estandarizada) en el viento zonal y meridional son mayores que en Santo Domingo, los cambios en la humedad específica son mayores en Santo Domingo durante años de El Niño. Esto sugiere que, si bien se observan anomalías tanto de viento como de humedad en los tres sitios, éstas podrían tener diferente impacto en los cambios del transporte integrado de vapor. Posteriormente se discutirá sobre esta interrogante.

3.4.5. Anomalías en la escala diaria

Los resultados anteriores, y en general este trabajo, se enfocan en la escala estacional, sin embargo, en esta sección se analizan las anomalías diarias en el periodo JJA del transporte de humedad y RAs con tal de obtener una idea de los cambios diarios que generan los cambios estacionales ya observados.

Los resultados diarios obtenidos de los radiosondeos, presentados en la figura 3.24, concuerdan con lo observado en las figuras 3.18 y 6.9: en años de El Niño aumenta el PW y

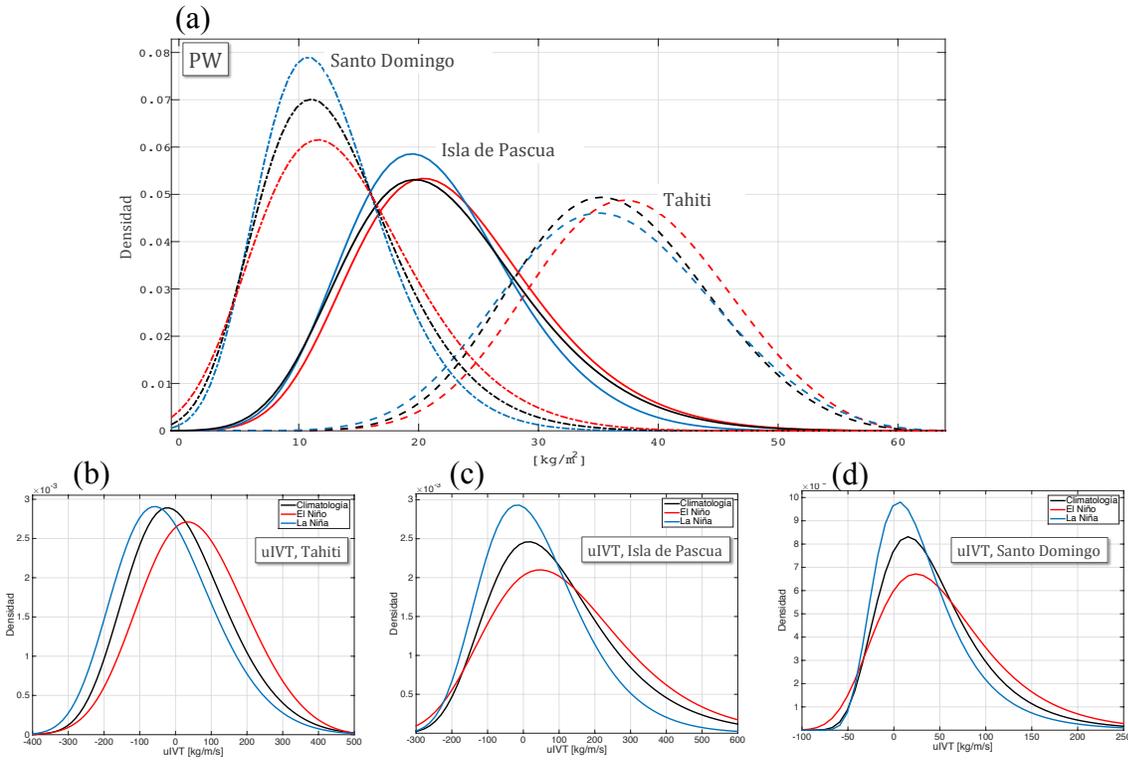


Figura 3.24: Función de densidad de probabilidad de los datos diarios obtenidos de los radiosondeos durante el periodo 1981-2010 (curva negra), años de El Niño (curva roja) y años de La Niña (curva azul) en el periodo invernal (JJA) para (a) agua precipitable (PW, en kg/m^2) en los tres puntos de lanzamiento seleccionados y transporte zonal de humedad (uIVT, en $\text{kg}/\text{m}/\text{s}$) en (b) Tahití, (c) Isla de Pascua y (d) Santo Domingo.

uIVT mientras que en años de La Niña ambas variables disminuyen. Para el caso de uIVT un aumento significa mayores valores de uIVT positivo, es decir desde el oeste (favoreciendo el transporte desde el Pacífico sur hacia Sudamérica), mientras que una disminución implica mayores valores desde el este (desfavoreciendo el transporte desde el Pacífico hacia Sudamérica). Ahora, los datos diarios permiten observar que en años de El Niño (La Niña) existe, en general, un desplazamiento de la curva de densidad hacia la derecha (izquierda), es decir, no sólo el promedio es mayor (menor) sino que también aumenta (disminuye) la probabilidad de tener días con valores extremos positivos de PW y aumenta (disminuye) la probabilidad de tener días con valores altos de uIVT desde el oeste (este). Esto da como resultado lo observado en los compuestos estacionales, es decir, anomalías positivas en años El Niño y negativas en años La Niña. También se puede observar que el desplazamiento de la curva es mayor en las islas del Pacífico en comparación con Santo Domingo, comportamiento que también se pudo observar en los compuestos estacionales.

Otro aspecto que no se puede analizar en la escala estacional es la magnitud individual de los RAs que llegan a Chile durante inviernos de El Niño comparados con aquellos en inviernos La Niña. Los RAs aportan un 61 % de la precipitación total durante el invierno en la zona CN, por lo que un cambio en la intensidad o frecuencia puede generar cambios en los montos estacionales de precipitación. De las figuras 3.18.b y 6.9.b ya se observa un aumento (disminución) en la frecuencia de RAs durante inviernos El Niño (La Niña) en la zona central

de Chile, y ese aumento (disminución) en la frecuencia se asocia con las anomalías positivas (negativas) de precipitación observadas en las estaciones de Chile central.

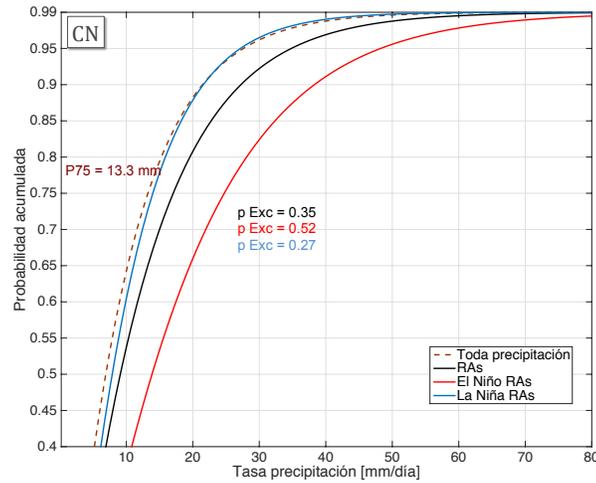


Figura 3.25: Función de probabilidad acumulada de la tasa de precipitación diaria (mm/día) para la zona CN. Todos los días de precipitación en línea café segmentada, todos los días con RA en línea negra, días con RA en años El Niño en línea roja y días con RA en años La Niña en línea azul. Se muestra el valor del percentil 75 de la precipitación (P75) y la probabilidad de excedencia (p Exc.) en días con RA.

La precipitación durante días con RA es más intensa que la precipitación en días sin RA, por lo que una mayor cantidad de eventos de precipitación asociados a RAs tendrán como consecuencia un aumento en los eventos intensos de precipitación. Durante los años de El Niño (La Niña) esto se ve aumentado (disminuido) en la zona CN, produciéndose un aumento (disminución) en la probabilidad de experimentar días con precipitación extrema. En la figura 3.25 se puede ver que la probabilidad de días lluviosos bajo condiciones de RA es mayor los años de El Niño en la zona CN, aumentando la probabilidad de eventos por sobre el percentil 75 de la precipitación invernal de un 35 % a un 52 %, mientras que en los años La Niña la probabilidad disminuye a un 27 %. Incluso la probabilidad de días con precipitación entorno a los 10 mm ya se ve aumentada en años de El Niño. La función de probabilidad en El Niño es significativamente distinta a La Niña (según test k-s con $p = 0,0045$) y significativamente distinta a la curva de todos los RAs ($p = 0,0069$).

En las zonas CS y S la diferencia entre los días con y sin RA es aún mayor que en la zona CN. Esto puede estar asociado al hecho que en las zonas CS y S se presentan una mayor cantidad de días con precipitación postfrontal o de otra naturaleza, por lo que sin condiciones de RA se presentan precipitaciones débiles con mayor frecuencia que en la zona CN. Sin embargo, la diferencia entre los días con RA en años El Niño y la Niña es menor. En la zona CS se observa que la probabilidad de días lluviosos bajo condiciones de RA en años El Niño aumenta ligeramente, no obstante, en la zona S no parecen haber diferencias (figura 3.26). Las distribuciones no son significativamente distintas, según el test k-s, en estas zonas.

La figura 3.27 muestra un compuesto de la diferencia en magnitud de los RAs que llegan a las zonas CN, CS y S en años de El Niño y La Niña. Se puede ver que la magnitud del IVT

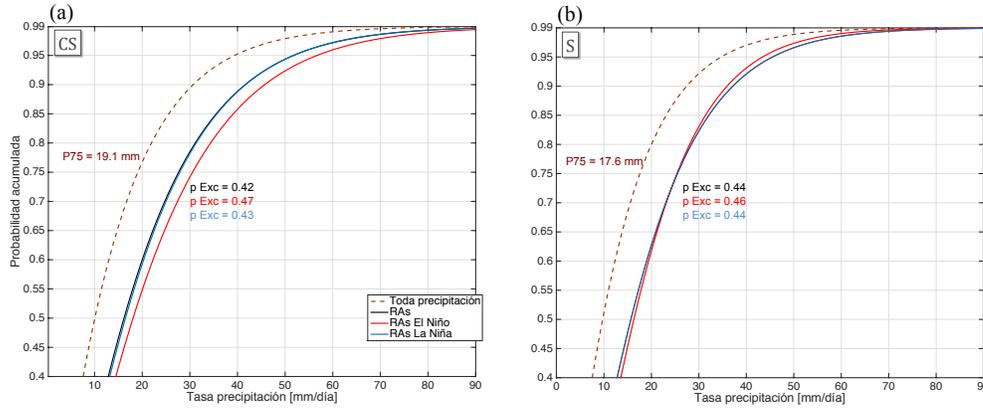


Figura 3.26: Función de probabilidad acumulada de la tasa de precipitación diaria (mm/día) para las zonas CS y S. Todos los días de precipitación en línea café segmentada, todos los días con RA en línea negra, días con RA en años El Niño en línea roja y días con RA en años La Niña en línea azul. Se muestra el valor del percentil 75 de la precipitación (P75) y la probabilidad de excedencia (p Exc.) en días con RA.

es mayor, principalmente sobre el océano, en los RAs que ocurren bajo condiciones El Niño. Esto sugiere que durante los inviernos de El Niño, las condiciones anómalas de uIVT y vIVT (ver figura 3.18), favorecen la ocurrencia de RAs más intensos en comparación con aquellos en años La Niña en donde las condiciones medias presentan anomalías negativas (figura 6.9). Las diferencias en magnitud son similares en las tres zonas, entre 60 y 100 kg/m/s, a pesar de que los RAs aumentan en intensidad hacia el sur (ver figura 3.5), lo que puede explicar las curvas observadas en las zonas CS y S en la figura 3.26.

El comportamiento de PW e IVT es similar a la precipitación en la zona CN cuando precipita bajo la presencia de un RA. En los años El Niño aumenta la frecuencia de valores altos, tanto de PW como IVT, mientras que en los años La Niña esta frecuencia disminuye (figura 3.28). Al aplicar un test k-s los resultados indican que para el caso de las distribuciones de PW, las distribuciones El Niño y La Niña son significativamente distintas ($p = 0,008$), mientras que para el caso del IVT la distribución La Niña es significativamente distinta a la distribución de todos los RAs ($p = 0,032$). Para el caso de las zonas CN y CS, sólo la distribución La Niña resultó ser significativamente distinta a las otras distribuciones según test k-s a un 95 % de confianza.

Los cambios en IVT y PW en la escala local, sobretodo en días con precipitaciones y RAs, no necesariamente obedecerán a los cambios en escala mayor como los mostrados en la sección 3.4.3. Por ejemplo, el PW dependerá del balance local de agua y asimismo el IVT. Si un RA produce mayor precipitación no necesariamente obedece a que tiene una mayor intensidad de flujo de humedad sino también a los procesos internos del sistema que transforman el PW disponible en precipitación. Un análisis mayor será necesario en la escala local para abordar estos aspectos.

Por otra parte, en los inviernos El Niño en la zona CN la frecuencia de RAs aumenta, sin embargo, el número de eventos independientes de RA no aumenta necesariamente (tabla 3.1). Esto sugiere que es la duración de los eventos la que aumenta para producir un au-

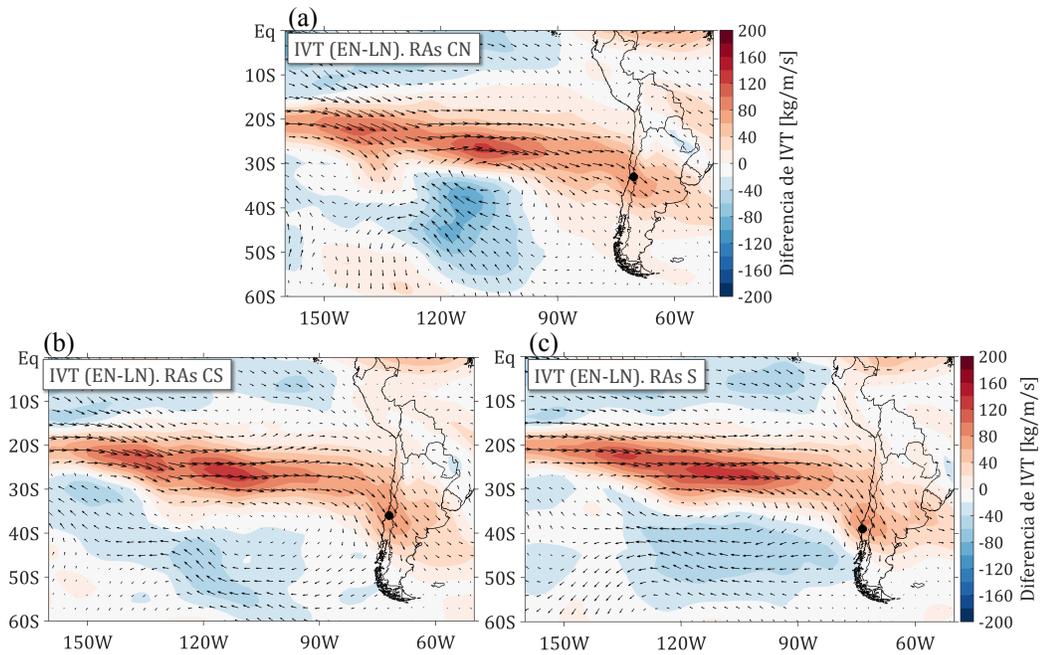


Figura 3.27: Diferencia entre las magnitudes de IVT en días con RAs en años de El Niño (EN) y en días con RAs en años de La Niña (LN) para RAs en las zonas (a) centro norte, (b) centro sur y (c) sur. Colores muestran la diferencia de magnitud del IVT (en $\text{kg}/\text{m}/\text{s}$) y los vectores muestran la dirección del transporte (tamaño indica la misma magnitud que la escala de colores).

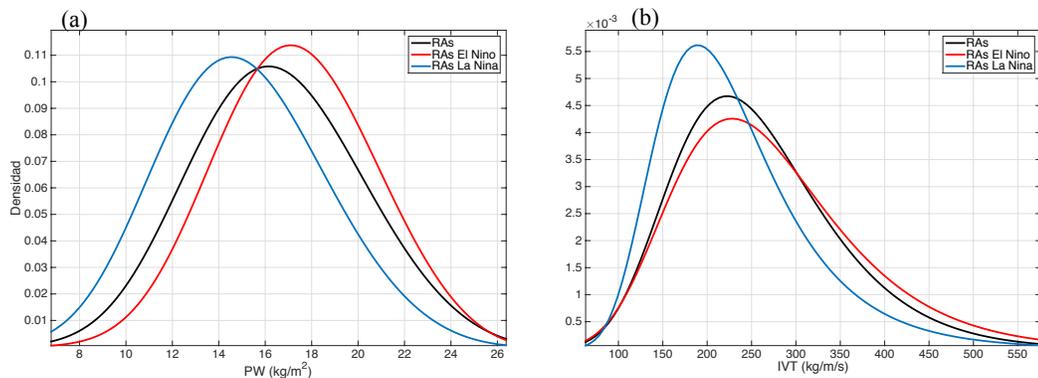


Figura 3.28: Función de densidad de probabilidad en días con RA y precipitación en la zona CN, todos los días con RA en línea negra, días con RA en años El Niño en línea roja y días con RA en años La Niña en línea azul. (a) Agua precipitable (PW) y (b) IVT.

mento significativo en la cantidad de días con RA. Este aumento en la cantidad de días está acompañado de un aumento en la tasa de precipitación diaria lo que provoca un aumento significativo de la precipitación asociada a RAs. Durante los inviernos El Niño, en la zona CN precipitan más de 100 mm en promedio asociados a RAs y el porcentaje de precipitación invernal asociada a RA aumenta casi en un 10 %, de un 60 % a un 70 %, aproximadamente. Durante los inviernos La Niña se produce lo opuesto, una disminución en la cantidad de días con RAs, los que a su vez dejan menores montos diarios de precipitación, dando como resultado una disminución en la precipitación estacional asociada a RAs.

Variable	Zona CN		
	Climatología	El Niño	La Niña
Porcentaje de tiempo con RA [%]	9 ± 5	14 ± 7	6 ± 3
Número de eventos de RA [#]	8 ± 3	8 ± 4	6 ± 2
Número de días con RA [días]	16 ± 7	22 ± 10	11 ± 5
Tasa de precipitación en días con RA [mm/día]	8 ± 5	14 ± 5	6 ± 5
Número de días con RA y lluvia >1 mm [días]	8 ± 4	14 ± 6	6 ± 2
Precipitación acumulada asociada a RAs [mm]	110 ± 100	250 ± 130	60 ± 50

Tabla 3.1: Promedios y desviaciones estándar estacionales (JJA) de parámetros asociados a ríos atmosféricos y precipitación en la zona CN. En negrita se resaltan aquellos promedios que son significativamente distintos de la climatología según análisis de montecarlo con un 95 % de confianza (siguiendo la metodología descrita en la sección 2.7).

En la zona CS y S las diferencias son menores y menos significativas que lo observado en la zona CN entre inviernos El Niño y la climatología. En inviernos La Niña en la zona CS, disminuyen la cantidad de días con RA, asociado a una ligera disminución en la cantidad de eventos individuales. La menor cantidad de días con RA permite una menor cantidad de días con RA y precipitación lo que finalmente se traduce en una disminución de la precipitación total estacional asociada a RAs. Durante los años El Niño se registra mayor precipitación asociada a RAs, no obstante las diferencias no son significativas. En la zona S las diferencias entre los años El Niño y La Niña con respecto a la climatología son menores a lo observado en las zonas CN y CS (tabla 3.2).

Variable	Zona CS			Zona S		
	Clima	El Niño	La Niña	Clima	El Niño	La Niña
% tiempo RA	12 ± 5	14 ± 6	9 ± 5	13 ± 5	14 ± 5	11 ± 5
Nº RA [#]	10 ± 3	10 ± 3	7 ± 3	12 ± 3	11 ± 3	10 ± 3
Días RA	21 ± 7	24 ± 9	15 ± 7	23 ± 7	23 ± 7	19 ± 8
Tasa precip. RA	18 ± 4	19 ± 6	18 ± 5	18 ± 4	18 ± 3	17 ± 5
Días RA y lluvia	19 ± 7	21 ± 9	14 ± 6	22 ± 7	22 ± 6	18 ± 7
Precip. RA	380 ± 170	470 ± 230	280 ± 160	410 ± 152	430 ± 170	340 ± 170

Tabla 3.2: Promedios y desviaciones estándar estacionales (JJA) de parámetros asociados a ríos atmosféricos y precipitación en las zonas CS y S. Las variables están abreviadas, para nombres completos y unidades ver tabla 3.1 y descripción en el texto.

3.5. Anomalías del transporte de humedad y teleconexiones asociadas a ENSO

En esta sección se analizan las anomalías en el transporte de humedad y frecuencia de RAs en contexto con anomalías en la circulación de la tropósfera alta con tal de estudiar el mecanismo físico asociado a las anomalías de transporte de humedad desde el Pacífico sur hacia la costa de Sudamérica.

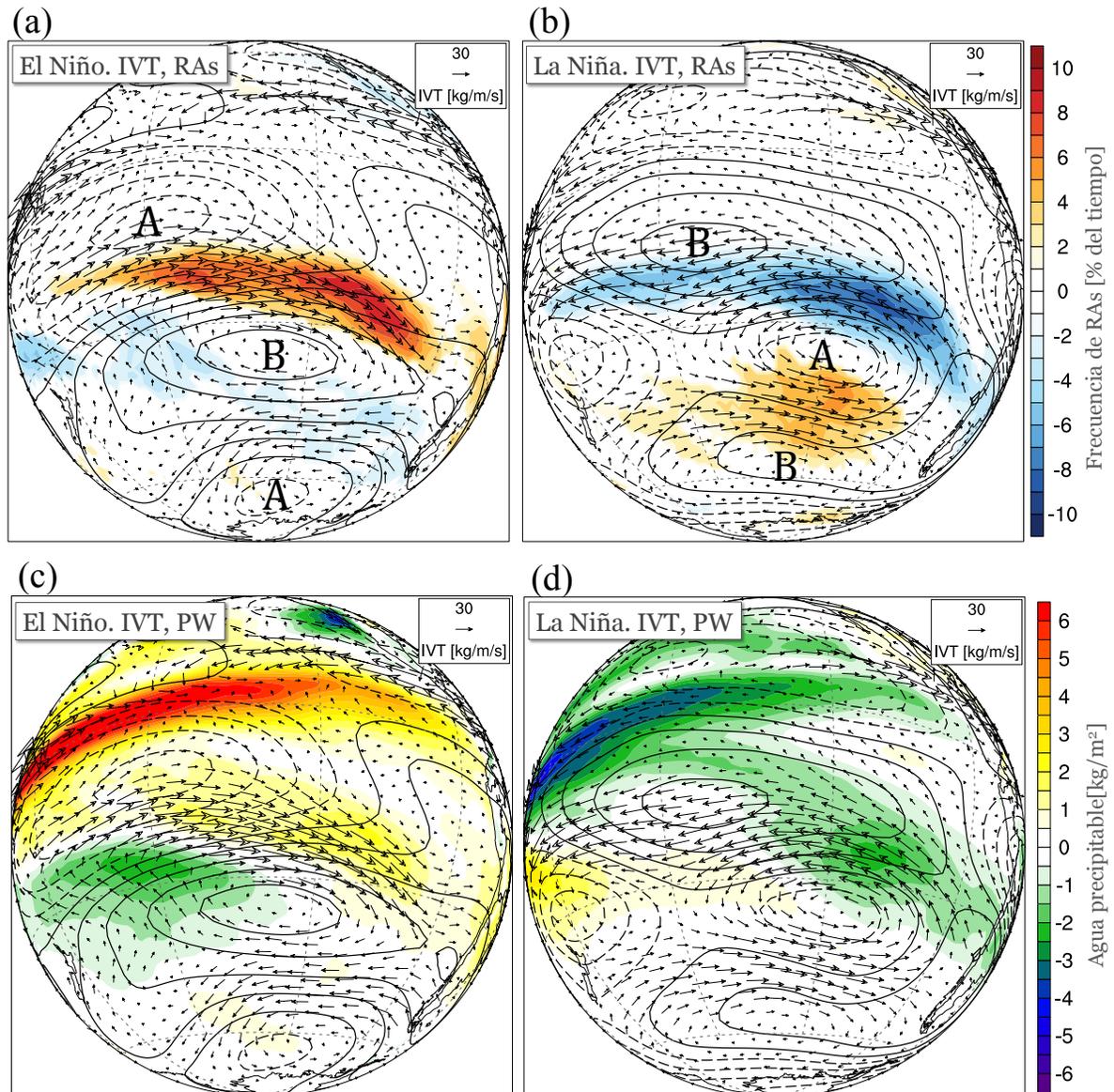


Figura 3.29: (a) Anomalías de función corriente ($\sigma = 0.21$) en contornos (anomalías negativas en contornos discontinuos), IVT en vectores y frecuencia de RAs en colores. (b) Igual que (a) pero en años de La Niña. (c) Anomalías de función corriente en contornos, IVT en vectores y PW en colores. (d) Igual que (c) pero para años de La Niña. Vector de referencia en la esquina superior derecha de cada panel.

En la figura 3.29 se muestran las variables de interés para caracterizar el transporte de humedad en conjunto con las anomalías de función corriente. Esta última variable permite identificar las anomalías en la circulación de altura y se puede observar un patrón prácticamente opuesto entre años de El Niño y La Niña. En años de El Niño (figuras 3.29.a y c) se observa un patrón de anomalías que ha sido asociado a la propagación de una onda de Rossby similar al modo PSA 1: una alta anómala en el Pacífico ecuatorial central, una baja anómala subtropical y una alta anómala en latitudes altas cercanas al mar de Amundsen y Bellingshausen. En años de La Niña (figuras 3.29.b y d) este patrón se observa invertido. Esto es consistente con lo descrito por Karoly (1989); Mo and Higgins (1998); Rutllant and Fuenzalida (1991); Trenberth *et al.* (1998), entre otros.

Con respecto a las anomalías de IVT, se puede ver que los vectores tienden a seguir la circulación dada por los contornos de función corriente, principalmente en la zona de latitudes medias y altas, siguiendo la baja anómala subtropical (alrededor de los 35°S) y de la alta anómala polar (alrededor de los 65°S). Esto se explica porque las anomalías de circulación en latitudes medias y altas son barotrópicas, por lo que se espera que toda la columna atmosférica tenga la misma anomalía, lo que se ve reflejado en las anomalías de una variable integrada en la columna como el IVT. Esto es consistente con lo observado por Guan *et al.* (2013) durante la temporada 2010-2011 en la costa oeste de Estados Unidos.

Se puede observar que, en años de El Niño, las máximas anomalías desde el Pacífico hacia Sudamérica se presentan en el borde ecuatorial de la baja anómala subtropical, coincidiendo con anomalías positivas de PW (figura 3.29.c) y las máximas anomalías de RAs (figura 3.29.a). Por su parte, al sur de la baja anómala subtropical es un lugar de anomalías negativas de IVT (negativas en lo zonal, es decir, anomalías desde el Este, tal como se ve en la figura 3.18.c), con anomalías negativas de RAs y sin anomalías evidentes de PW. En años de La Niña el comportamiento es opuesto.

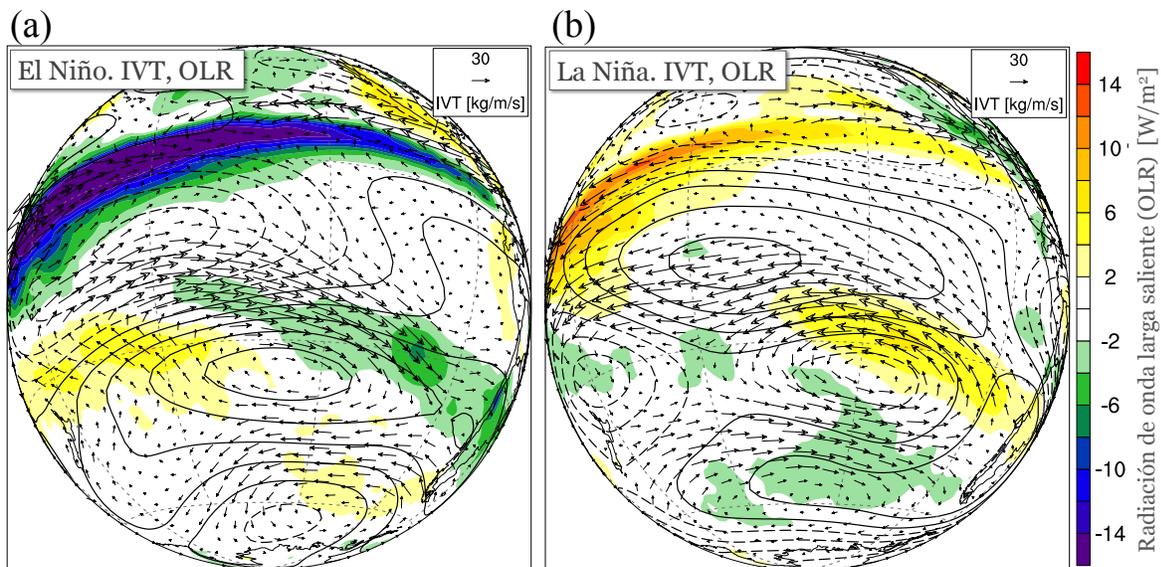


Figura 3.30: (a) Anomalías de función corriente ($\sigma = 0.21$) en contornos (anomalías negativas en contornos discontinuos), IVT en vectores y OLR en colores en años de El Niño. (b) Igual que (a) pero en años de La Niña.

Al observar anomalías de OLR en años de El Niño, en la figura 3.30.a, se puede ver que en el Pacífico central ecuatorial se observan anomalías negativas, asociadas a una mayor convección dado por el calentamiento del océano. En años de La Niña (figura 3.30.b), por el contrario, el Pacífico ecuatorial central carece de anomalías asociadas con mayor convección, y se muestra una supresión de la convección relacionada con el enfriamiento del Pacífico.

Esta convección anómala en el Pacífico ecuatorial es la fuente para la liberación de calor latente que provoca divergencia en altura y la posterior propagación, desde el trópico hacia el Sureste, de la onda de Rossby que se puede ver en las anomalías de función corriente en los niveles altos de la tropósfera ($\sigma = 0.21$, ~ 200 hPa). Si bien en este trabajo no se graficaron los vectores W (wave activity flux), en trabajos como el de Vera *et al.* (2004) se puede ver claramente la propagación de esta onda (ver figuras 4 y 5 en Vera *et al.* (2004)).

En años de El Niño también es evidente que en el borde ecuatorial de la baja anómala subtropical se desarrolla mayor convección, resultando en anomalías negativas de OLR. Estas anomalías se extienden hacia Sudamérica. Por otra parte, en años de La Niña se observa un patrón opuesto desde el Pacífico sur central hacia Sudamérica. Las máximas anomalías de OLR en años de El Niño y La Niña, fuera del Pacífico tropical, coinciden con las máximas anomalías de RAs vistas en la figura 3.29.a, lo cual sugiere que estas anomalías de OLR están asociadas a la nubosidad de los ríos atmosféricos desde el Pacífico sur central hacia Sudamérica. Esto también es consistente con el esquema presentado en la figura 1.1 (extraída de Trenberth *et al.* (1998)) como parte de las anomalías asociadas a la teleconexión.

	Índice ONI	N IP	CN IP	CS IP	S IP	A IP
Índice ONI	–	0.47	0.59	0.31	0.32	0.04
Índice uIVT	0.75	0.20	0.46	0.46	0.48	0.10
Índice OLR	-0.19	-0.16	-0.22	0.13	0.29	0.38

Tabla 3.3: Correlaciones (r) estacionales (IP = índice de precipitación). Significancia a un 95 % de confianza en negrita.

La relación que tiene esta zona de máximas anomalías sobre el Pacífico sur, en conexión con la onda semiestacionaria en el borde ecuatorial de la baja subtropical anómala, con las precipitaciones en Chile se estudia creando un índice basado en las anomalías estandarizadas de uIVT en dicha región, siguiendo la metodología utilizada por Vera *et al.* (2004). En dicho trabajo se utilizaron las anomalías estandarizadas de función corriente ($\sigma = 0,2$) y OLR, sobre una región delimitada por 25° - 15° S, 150° - 125° W (ver figura 3.14). Esta región, es la que presentaba las mayores anomalías en OLR en dicho trabajo en la temporada de primavera (OND) y coincide de buena forma con el área en donde se observan las mayores anomalías de transporte zonal uIVT en este trabajo (ver figuras 3.18 y 3.29).

El índice uIVT muestra una alta correlación con el índice ONI ($r = 0.75$), mayor que al reproducir el índice basado en el trabajo de Vera *et al.* (2004) (Índice OLR, $r = -0.19$) (tabla 3.3). Esta alta correlación se explica porque el índice uIVT está creado sobre una zona del Pacífico sur particularmente sensible a los cambios en la TSM del Pacífico central (ver figuras 3.14.c y 3.18.c), como también a los cambios locales en la TSM (ver figura 3.11.c). El índice

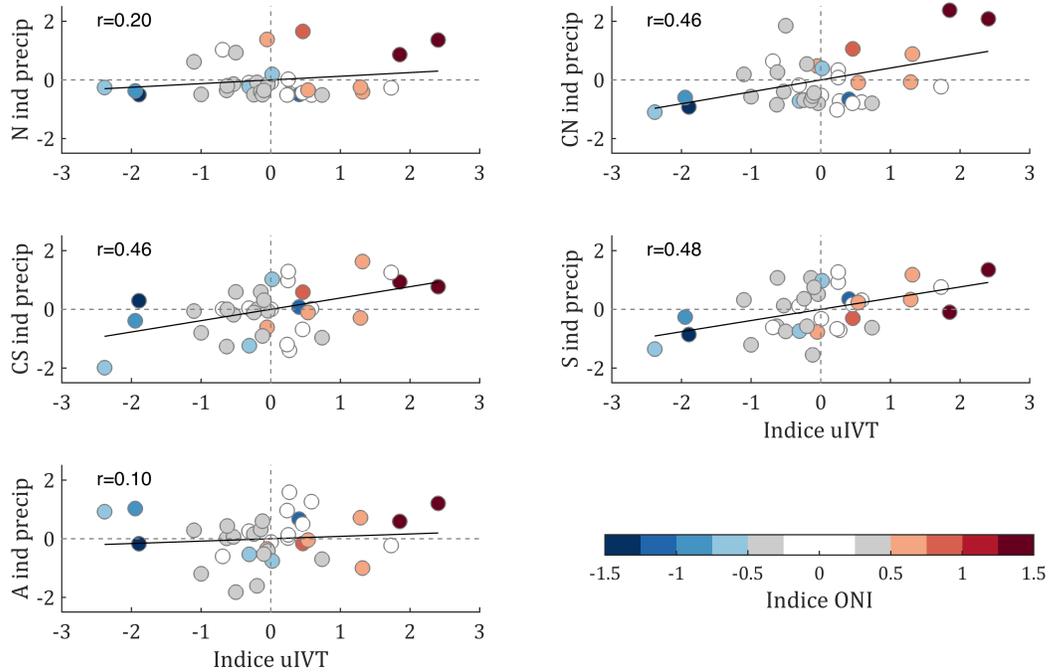


Figura 3.31: Diagrama de dispersión entre el índice uIVT y los índices de precipitación en Chile. Los colores muestran el ONI Index y los números en el extremo superior izquierdo muestra el coeficiente de correlación entre el índice uIVT y el IP.

uIVT es de cierta manera una representación física de la perturbación atmosférica generada por el calentamiento (o enfriamiento) anómalo del Pacífico ecuatorial central. Es la acción de difluencia del flujo, debido a la propagación de una onda de Rossby cuasi-estacionaria, más la intensificación del chorro subtropical (Montecinos and Aceituno, 2003) lo que genera los cambios en el uIVT.

Por otra parte, estas anomalías de uIVT tienen una repercusión en las precipitaciones de Chile, por lo tanto, este índice también puede ser una forma de relacionar estas anomalías con las anomalías de precipitación.

En la figura 3.31 se muestra la dispersión de las precipitaciones en función del índice uIVT y a su vez del índice ONI. Se puede observar que la relación con las precipitaciones es directa, principalmente en las zonas CN, CS y S, donde la correlación es significativa (tabla 3.3). Según lo observado en la figura 3.8, la correlación entre uIVT y la precipitación en la zona N no muestra una conexión con el Pacífico sur costa afuera, a diferencia de las otras tres zonas estudiadas, lo que se ve reflejado en la correlación entre índice uIVT y N IP (tabla 3.3). Situación similar a la observada en la zona N es lo observado en la zona A (ver figura 3.7.c).

Las correlaciones observadas entre la precipitación y el índice ONI, en la tabla 3.3, son similares a las observadas en Montecinos *et al.* (2000), siendo la mayor en la zona CN (0.59). El índice basado en las anomalías de uIVT explica de mejor manera la precipitación, en la

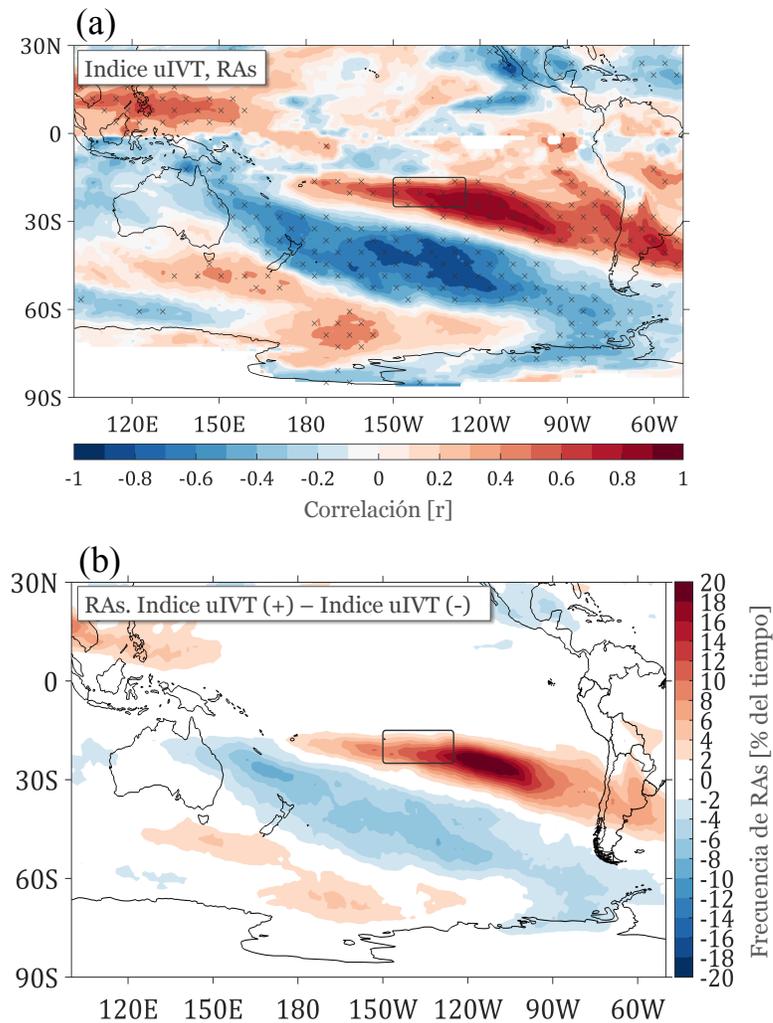


Figura 3.32: (a) Correlación estacional entre el índice uIVT y la frecuencia de RAs. En achurado se muestra correlaciones significativas a un 95 % de confianza. La caja en negro muestra la ubicación de la región donde fue creado el índice uIVT. (d) Compuesto de la diferencia de frecuencia de RAs entre la fase positiva y negativa del índice uIVT.

escala estacional, en las zonas CS y S que el índice ONI, pero no en la zona CN y especialmente en las zonas N y A.

Como el índice uIVT posee una fase positiva y una negativa, se explora la posibilidad de que estas fases permitan discriminar de mejor manera las anomalías en RAs sobre el Pacífico sur y la costa sur de Sudamérica. La figura 3.32.a muestra la correlación entre el índice uIVT y la frecuencia de RAs y al compararla con la figura 3.14.b se puede ver que la distribución espacial del coeficiente de correlación es similar, sin embargo, las correlaciones son mayores. Es evidente, de la figura 3.32.b, que durante la fase positiva del índice uIVT se presenta un mayor número de RAs desde el Pacífico hacia la costa de Chile central. Este resultado no es para nada sorprendente porque uIVT y ONI están altamente correlacionados, sin embargo, permite caracterizar las anomalías de RAs en términos de una anomalía atmosférica (el índice uIVT) complementaria a la oceánica (el índice ONI).

Capítulo 4

Discusión y Conclusiones

4.1. Discusión

En el presente trabajo se estudiaron las anomalías en el transporte integrado de vapor de agua, contenido de agua precipitable y frecuencia de ríos atmosféricos en años positivos y negativos de ENSO y su relación con la precipitación en Chile. El estudio fue restringido a la temporada de invierno (JJA) con tal de evitar una señal de estacionalidad en los resultados y se utilizó el índice ONI para la selección de los años El Niño y La Niña, el que demostró ser un buen indicador, a juzgar por las anomalías de TSM, OLR, PW y función corriente encontradas, las que se corresponden con lo descrito en la literatura como el patrón de anomalías de un Niño clásico (por ejemplo en Montecinos and Aceituno, 2003; Timmermann *et al.*, 2018; Vera *et al.*, 2004). No era objetivo de este trabajo identificar diferencias entre los distintos "sabores" de El Niño (por ejemplo, Johnson, 2013), tales como el Niño costero o Modoki.

Los resultados indican que un aumento en la temperatura del océano en el Pacífico ecuatorial (en la zona del El Niño 3.4) produce un aumento significativo en el contenido de agua precipitable en el Pacífico ecuatorial, el que se extiende hacia el sur en una diagonal orientada NW-SE en el Pacífico central (patrón similar de signo inverso durante la fase fría de ENSO). Simultáneamente, produce un aumento significativo del transporte integrado de vapor de agua (IVT) desde el Pacífico central hacia la costa sur de Sudamérica. Estos resultados también son observables utilizando la base de datos del reanálisis NCEP-NCAR que permite estudiar un mayor número de años El Niño y La Niña (ver Anexo 6.6).

Un aumento en la cantidad de PW en la cuenca del Pacífico sur, y en las cercanías de la costa de Sudamérica es, por una parte, una respuesta al calentamiento superficial del mar de manera local, a juzgar por lo observado en la figura 3.14.a, igual a lo observado por Trenberth *et al.* (2005). Sin embargo, el PW cercano a la costa sudamericana está fuertemente correlacionado con el transporte zonal, principalmente frente a la costa central de Chile (figura 3.12.a); correlación que incluso se incrementa cuando el transporte ocurre en forma de río atmosférico (figura 3.13.a). Esto indicaría que un aumento del PW en las cercanías de la costa Sudamericana estaría provocado mayormente por el transporte. En este caso existe

una covariabilidad, tanto un aumento del PW provoca un aumento de uIVT como viceversa. Un mecanismo de interacción podría ser que un aumento en la TSM del Pacífico ecuatorial y en la costa sudamericana provoque un aumento en el PW, lo que a su vez provoca un aumento en el transporte zonal de vapor que aumenta aún más el PW en las cercanías de Sudamérica subtropical. Como consecuencia, el IVT aumenta significativamente en la costa del sur de Sudamérica.

Para mostrar en qué medida los cambios en el contenido de PW se deban a cambios locales de la TSM o a efecto del transporte integrado de vapor, se podría realizar un balance de agua con tal de determinar la cantidad de agua que entra y sale del sistema por efecto del transporte, pero también por efecto de una mayor evaporación, condensación y precipitación. Este es un punto que debe ser explorado con mayor detención en futuros trabajos.

El efecto que el patrón de teleconexión del Pacífico sur tiene sobre el transporte de humedad se puede ver en la figura 3.29. Es evidente que las anomalías de IVT siguen los contornos de la función corriente a lo largo de toda la onda, es decir, la circulación del IVT alrededor de la baja subtropical anómala (identificada por una B en la figura 3.29) se vuelve ciclónica, mientras que alrededor de la alta polar anómala (65°S-120°W) se vuelve anticiclónica. Esto muestra que la onda anómala, que es de características barotrópicas fuera del trópico (al sur de los 25°S), tiene un rol importante en las anomalías de IVT en el Pacífico sur. Esto es similar a lo observado en el hemisferio norte por Guan *et al.* (2013), mientras que en Heydarizad *et al.* (2018) se muestra cómo las teleconexiones tienen un rol en el transporte y fuentes de humedad en el centro-sur de Iran, y en Nieto *et al.* (2008) se demuestra que la dinámica del flujo se puede utilizar para identificar fuentes y flujo de humedad en la cuenca del Orinoco. En el hemisferio sur, también se ha documentado un efecto de «canalización» del flujo de humedad producto de la propagación de ondas, lo que provocaría que la humedad alcance incluso latitudes polares (Rondanelli *et al.*, 2019).

Se puede especular que en la escala sinóptica, en los años de El Niño se favorece la ocurrencia de canalizaciones de PW y formación de RAs siguiendo la conducente del flujo al sur de una alta presión, al norte de una baja anómala subtropical (o una vaguada) con una alta o dorsal intensa en el extremo sur, como lo que se muestra a modo de ejemplo en el Anexo 6.7. La sucesión de eventos con estas características durante el invierno, podrían generar las anomalías de circulación, IVT y frecuencia de RAs en la escala estacional observadas en este trabajo (esto requiere de mayores análisis en futuros trabajos).

Una característica de las anomalías de IVT observadas en este trabajo es que se maximizan en el Pacífico sur central, justamente en el borde ecuatorial de la baja subtropical anómala (entre los 20-30°S y 160-100°W). Al mirar las anomalías de PW (ver figuras 3.18.a y 6.9.a) se observa una aparente conexión de estas anomalías con el Pacífico ecuatorial, que también es posible notar en las anomalías de transporte zonal (ver figuras 3.18.c y 6.9.c). Esta característica ha sido observada previamente en distintos trabajos y asociada a un desplazamiento hacia el Este de la SPCZ, simultáneamente un desplazamiento hacia el Sur de la ITCZ (ver Garreaud and Battisti, 1999; Trenberth *et al.*, 2005). Se ha indicado incluso que la SPCZ es el punto focal en eventos ENSO, quedando entre los centros de presión anómalos de la Oscilación del Sur (Trenberth and Shea, 1987). En Garreaud and Battisti (1999), se observaron anomalías de divergencia en el Pacífico sur central en unión con la ITCZ, aunque

este resultado no es exclusivo del periodo de invierno. Durante el invierno la SPCZ es débil, y la mayoría de los trabajos relacionados con su estudio se concentran durante la temporada de primavera o verano austral (Vincent, 1994), sin embargo, en Trenberth and Caron (2000) se observó anomalías similares: una unión entre la ITCZ y la SPCZ en el centro del Pacífico sur durante años de El Niño. Por otra parte, en el trabajo de Vera *et al.* (2004) (exclusivo para la temporada de primavera) se vincula estas anomalías de la SPCZ con la teleconexión, indicando que el calentamiento adicional que produce esta convección anómala en el Pacífico subtropical (en el borde ecuatorial de la baja subtropical anómala en este trabajo), intensifica una celda de circulación local, lo que adiciona una fuente de onda de Rossby en el Pacífico sur central además de la fuente asociada al calentamiento ecuatorial debida a El Niño (ver figura 8 en Vera *et al.* (2004)).

No obstante, al observar nuevamente la figura 3.30.a se puede ver que no existe una conexión entre la ITCZ y las anomalías de OLR observadas en el Pacífico sur. Además, al reproducir el índice generado por Vera *et al.* (2004), basado en las anomalías estandarizadas de OLR (índice OLR), se obtiene una baja correlación negativa con el índice ONI (tabla 3.3). Esto muestra que este índice, basado en OLR, tiene una peor correlación en invierno que lo observado durante la primavera en Vera *et al.* (2004) ($r = 0.41$), como consecuencia de la débil señal en la OLR observada, ya que la SPCZ es débil y poco definida durante el invierno.

Las anomalías en el campo medio de IVT van de la mano con anomalías en la frecuencia de RAs, que de cierta manera, viene a mostrar el flujo de humedad organizado por convergencia asociada a frentes fríos (por ejemplo, Bao *et al.*, 2006). Es notable que las máximas anomalías de RAs también se presentan en el borde ecuatorial de la baja anómala, siguiendo el flujo de vapor intensificado por la dinámica de la onda de Rossby. Las anomalías pierden intensidad en la costa de Chile, lo que se puede explicar, por una parte, por un efecto de «erosión» del PW cerca de la costa, producto del rápido descenso de la TSM frente a la costa de Chile (ver figura 3.22), y por otra parte, porque los frentes suelen presentar orientación meridional por acción de la cordillera (Barrett *et al.*, 2009) o incluso rotar costa afuera antes de entrar a la costa, lo que puede debilitar el RA y su IVT asociado, o incluso interferir con la identificación del RA mediante el algoritmo de identificación utilizado. La figura 4.1.a muestra el avance de un RA hacia la zona central (aproximadamente a los 35°S) el día 28 de junio de 2018. Antes de llegar a la costa la vaguada asociada al RA se cierra por completo provocando la circulación de humedad a su alrededor el día 01 de julio de 2018 (figura 4.1.b). Este efecto provocaría que el RA no sea identificado como tal el día 01 de julio, sin embargo, el sistema gracias al transporte previo, contiene abundante humedad para dejar precipitaciones en Chile central.

Con el campo medio más intenso, bajo condiciones cálidas en el Pacífico ecuatorial central, es decir, mayor humedad e IVT, los RAs que alcanzan la costa centro-sur de Chile, muestran ser más intensos que bajo condiciones frías (ver figura 3.27). También se observa que existe un desplazamiento hacia el norte de la zona de máxima frecuencia (ver figura 3.18).b. Esto concuerda con los resultados de Mundhenk *et al.* (2016) y Payne and Magnusdottir (2014) quienes documentaron similares resultados durante los años El Niño en Norteamérica, demostrando que el efecto de ENSO en los transportes de humedad es relativamente simétrico en ambos hemisferios.

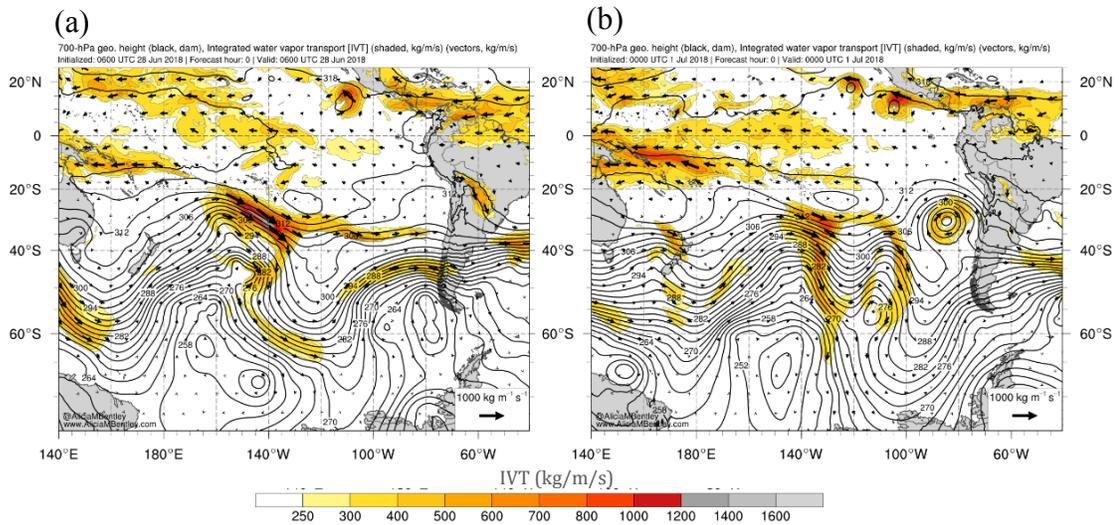


Figura 4.1: Ejemplo de evolución de un RA en su desplazamiento hacia la costa de Chile. Basado en figuras de IVT y altura geopotencial en 700 hPa de GFS obtenidas desde el sitio web de Alicia Bentley (Universidad de Albany). (a) Día 28-06-18 a las 06 UTC y (b) día 01-07-18 a las 00 UTC.

Como el IVT es una variable integrada que considera la acción del viento sobre el campo de humedad, los cambios en el IVT pueden deberse tanto a cambios en el viento como a cambios en el contenido de humedad. Si bien se ha observado que tanto el viento como la humedad presentan anomalías positivas en toda la columna en años de El Niño, se realizó un ejercicio de descomposición del IVT con tal de aproximarse a determinar la contribución de la humedad y del viento en los cambios del IVT durante los años de El Niño. El ejercicio de descomposición se describe en la sección 2.8.

En la figura 4.2 se muestra el resultado de la descomposición. Se puede observar que costa afuera, en donde se registran las máximas de anomalías positiva de IVT (entre los 20-30°S y 180-90°W) la mayor contribución viene del término $\bar{q}\Delta U$ así como también en las regiones de anomalías negativas contiguas al norte y al sur (figura 4.2.c). Esta última corresponde a un área de anomalías negativas que se extiende entre los 150-70°W con 40-60°S aproximadamente y alcanza la Patagonia en Sudamérica. Estas áreas, en donde domina el cambio en el viento, coinciden bien con el borde ecuatorial de la baja subtropical anómala, el borde ecuatorial de la alta de bloqueo y el borde polar de la alta de bloqueo.

Estos resultados coinciden con lo observado por Kim *et al.* (2017) para la costa oeste de Estados Unidos durante años de El Niño y La Niña, quienes encontraron que los cambios en el transporte de humedad se deben mayormente a cambios en la circulación, dejando en un segundo orden de importancia los cambios termodinámicos o en el contenido de humedad. En este caso, la propagación de una onda tipo-PSA genera cambios en la circulación que explican la mayor parte de los cambios en el transporte de humedad en el Pacífico sur.

Sin embargo, en la costa del centro-norte de Chile y Perú se puede observar que el término $\bar{U}\Delta q$ muestra mayores valores de anomalías a los observados en el término $\bar{q}\Delta U$ (figura 4.2.d). Además, se observa un máximo de anomalías negativas centrado en los 28°S-150°W en donde

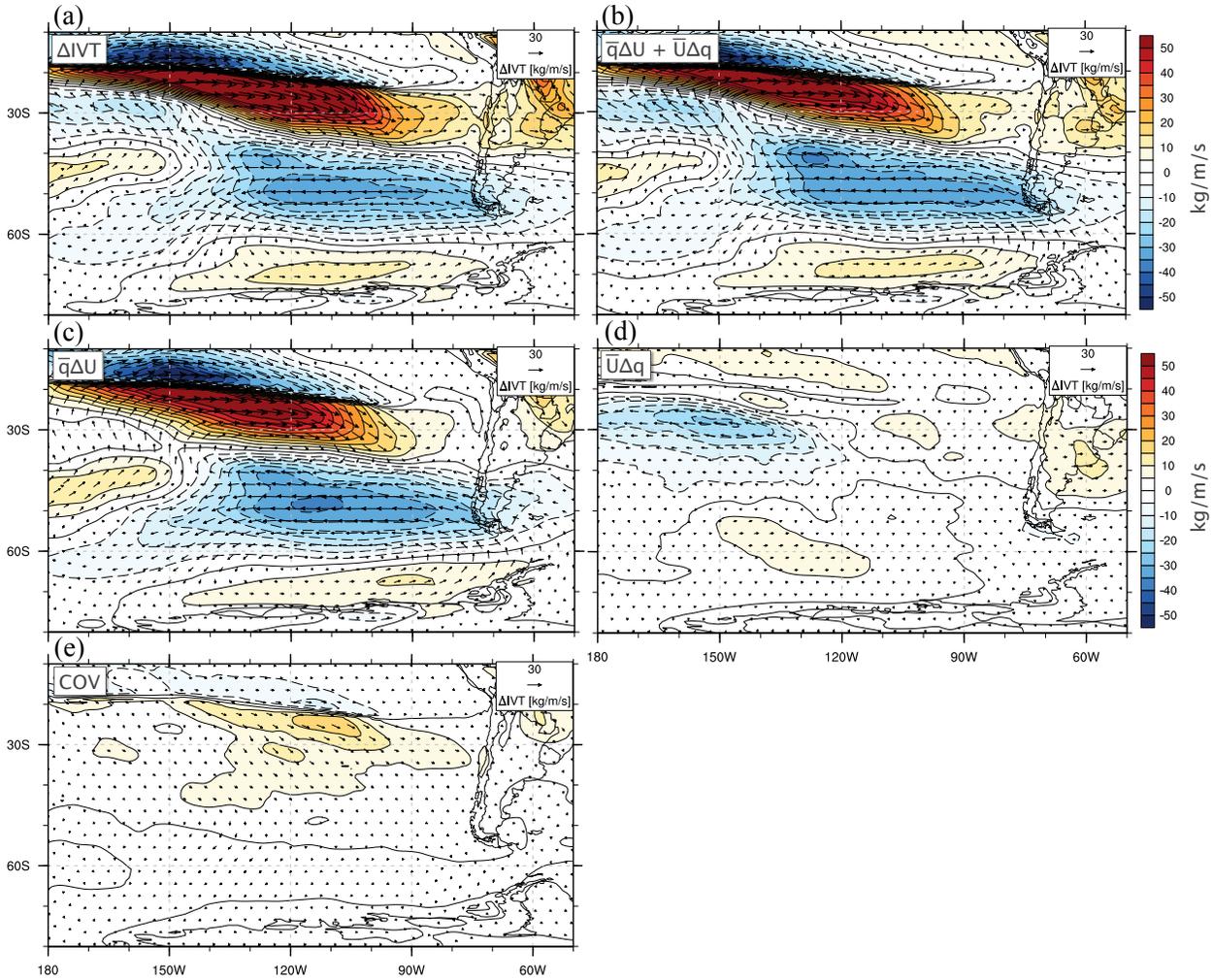


Figura 4.2: Descomposición de las anomalías de IVT en inviernos El Niño. (a) Anomalía total de IVT, ΔIVT , (b) $\bar{q}\Delta U + \bar{U}\Delta q$, (c) $\bar{q}\Delta U$, (d) $\bar{U}\Delta q$ y (e) término de covarianza. Detalles del método en la sección 2.8.

los cambios de humedad producen una disminución en las anomalías de IVT. Las áreas cerca de la costa de Sudamérica en donde el término $\bar{U}\Delta q$ presenta mayores valores coinciden con áreas en donde se presentan las mayores anomalías de PW relacionadas con ENSO (ver figuras 3.18.a y 6.9.a).

Estos cálculos confirman lo observado en la figura 3.23, que mostraba que las anomalías de humedad en Santo Domingo eran proporcionalmente mayores a las de viento, mientras que en Isla de Pascua los cambios en el viento eran proporcionalmente mayores a los cambios en el contenido de humedad.

La suma de ambos términos explican la mayoría de los cambios totales del IVT ((figura 4.2.b)). Sin embargo, el término de covarianza aporta anomalías positivas en la región de máximas anomalías de IVT, en un área centrada en los 25°S-110°W y que se extiende hasta la costa centro de Chile. Los términos de covarianza deben ser estudiados con mayor profundidad en trabajos futuros.

Enfocando el análisis en las anomalías subtropicales, un aumento en el viento (en años de El Niño, inverso en años de La Niña), puede estar asociado a un cambio en la intensidad del chorro subtropical, que durante JJA se encuentra en su posición más al norte (alrededor de los 27°S) e intensa (alrededor de 35 m/s) (Montecinos and Aceituno, 2003). Una intensificación del jet subtropical está relacionada con el balance de viento térmico tras el calentamiento del Pacífico ecuatorial, que provoca un aumento en el gradiente meridional de temperatura (Seager *et al.*, 2003) y, por otro lado, con la propagación de una onda de Rossby, que favorece una intensificación en el viento zonal en el borde ecuatorial de la baja subtropical anómala y una disminución del viento en su borde polar (Karoly, 1989). Con estas observaciones, en la escala estacional no es posible determinar si los cambios en el viento son producto de la propagación de la onda o del aumento en el gradiente de temperatura, dado que el sistema se encuentra en equilibrio.

En la costa de Sudamérica, donde las anomalías de viento son menores, los cambios en el contenido de humedad comienzan a predominar por sobre los cambios del viento, favoreciendo las anomalías finales de IVT. Otra forma de visualizar las componentes de la descomposición realizada se presenta en el Anexo 6.8 en donde se observa que cerca de la costa de Sudamérica los cambios en la humedad son proporcionalmente mayores a los cambios en el viento a la hora de generar cambios en el IVT.

Durante los años de El Niño se produce un aumento en la magnitud de la corriente en chorro subtropical, de la mano con un aumento en el transporte de humedad desde el Pacífico ecuatorial hacia Sudamérica, ambos se producen en el borde ecuatorial de una baja anómala, que es parte de una onda cuasi-estacionaria. En esta misma zona, es donde se observan las mayores anomalías en la frecuencia de RAs, lo que se ha descrito anteriormente en la literatura como un desplazamiento del *stormtrack* asociado a la difluencia del flujo por la presencia de un anticiclón de bloqueo en el mar de Bellingshausen, que también es parte de la onda cuasi-estacionaria (por ejemplo, Rutllant and Fuenzalida, 1991).

Es posible entonces, que el desplazamiento hacia el norte del *stormtrack* favorezca la organización del flujo de humedad, mediante la convergencia de humedad local en la parte delantera de un ciclón extratropical en la zona del frente frío, mientras que en la parte trasera del frente frío es una zona mayoritariamente de evaporación (Dacre *et al.*, 2015).

El desplazamiento de *stormtrack* tiene así particular relevancia para la precipitación en Chile como para la formación de RAs cerca de la costa de Sudamérica. Para estudiar los cambios en el *stormtrack*, se calculó una climatología de perturbaciones de viento meridional en 500 hPa como una aproximación a la identificación del *stormtrack*. El método consistió en calcular, con datos diarios del reanálisis NCEP-NCAR, las anomalías de viento meridional tomando como base el periodo climatológico 1981-2010 para la época invernal (JJA). Cuando el valor de $v' < 10\text{m/s}$ se considera una perturbación (ver un ejemplo en la figura 4.3.a). Este valor es arbitrario y, por lo mismo, este resultado se considera una aproximación, sin embargo, el patrón espacial del *stormtrack* obtenido aquí (ver figura 4.3.b) es muy similar a otros trabajos con diferentes metodologías (por ejemplo, Hoskins and Hodges, 2005; Trenberth, 1991).

La figura 4.3.c revela que efectivamente existe un desplazamiento hacia el norte del *stormtrack* en años de El Niño. También se observa un área de menor actividad coincidente con

el anticiclón de bloqueo anómalo, en concordancia con Rutllant and Fuenzalida (1991) y además, se observan anomalías positivas orientadas NW-SE desde el Pacífico central hacia la costa sur de Sudamérica, coincidiendo con el desplazamiento al norte y al este de la SPCZ (Vincent, 1994), la posición de la baja anómala y la región de salida de la corriente en chorro subtropical intensificada. Esto concuerda con el modelo de Trenberth *et al.* (1998) (ver figura 1.1.b) y con el hecho de que la SPCZ ha sido nombrada como un «jardín de perturbaciones» en la literatura (por ejemplo, Widlansky *et al.*, 2011).

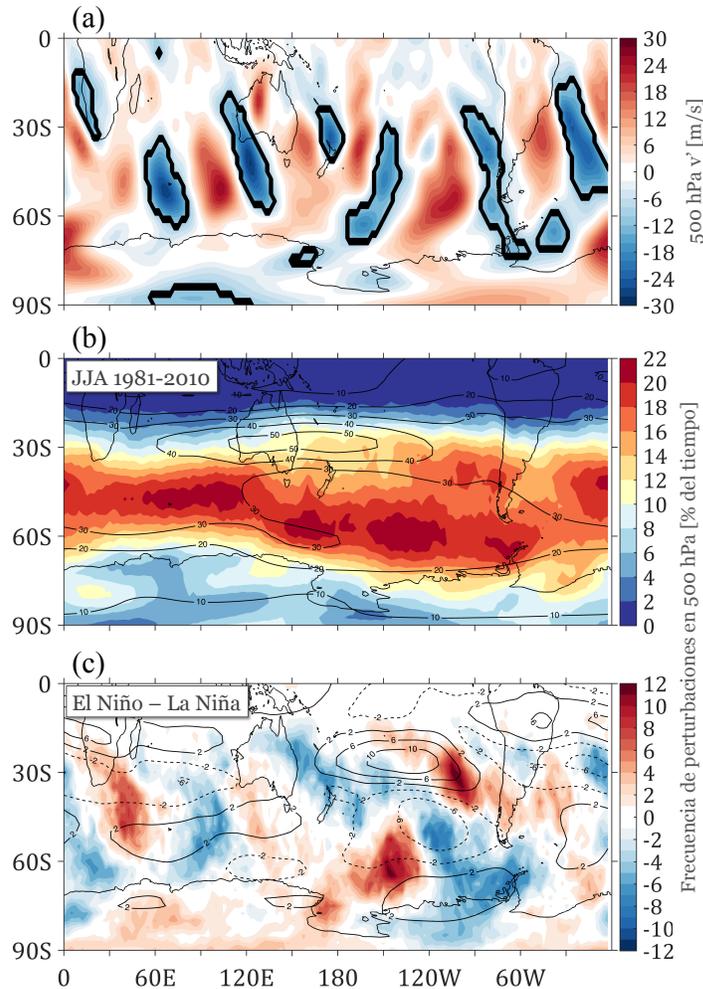


Figura 4.3: Anomalías diarias de viento meridional en 500 hPa como proxy al stormtrack. (a) Anomalías del día 1 de junio de 1979 (a modo de ejemplo). En línea negra se resalta el área seleccionada como una perturbación en la tropósfera media. (b) Climatología 1981-2010 de frecuencia de perturbaciones basadas en v' en 500 hPa (en % del tiempo) y magnitud del viento en 200 hPa en contornos (en m/s). (c) Diferencia entre el compuesto de años El Niño y La Niña de las perturbaciones (en % del tiempo) y magnitud del viento en 200 hPa en contornos (en m/s).

Por lo tanto, es plausible pensar que tanto el desplazamiento de la SPCZ, que ya de por sí transporta humedad hacia el Suroeste (van der Wiel *et al.*, 2016), más la acción de la onda cuasi-estacionaria que intensifica el flujo de humedad principalmente zonal y el desplazamiento hacia el norte del *stormtrack*, favorezcan el desarrollo de RAs en la vecindad

del borde ecuatorial de la baja anómala. En la figura 4.4 se puede observar que la zona de anomalías positivas (negativas) de perturbaciones en 500 hPa coincide con la zona de anomalías positivas (negativas) de RAs en el borde ecuatorial de la baja presión (alta presión) anómala, en años El Niño (La Niña). Por lo que la convergencia local en niveles bajos, provocada por las perturbaciones o bajas presiones siguiendo el modelo descrito por Dacre *et al.* (2015), favorecería una mayor formación de RAs.

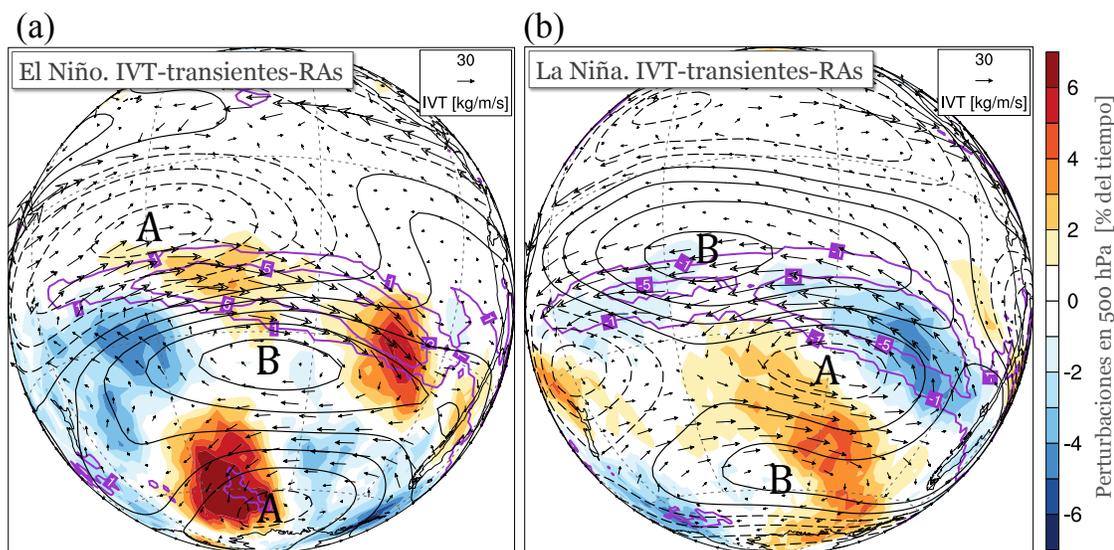


Figura 4.4: (a) Anomalías de función corriente ($\sigma = 0.21$) en contornos (anomalías negativas en contornos discontinuos), IVT en vectores, frecuencia de perturbaciones en 500 hPa en colores (% del tiempo) y frecuencia positiva de RAs ($>1\%$) en contorno púrpura (% del tiempo) en años de El Niño. (b) Igual que (a) pero en años de La Niña, en contorno púrpura se muestra la frecuencia negativa de RAs ($<-1\%$).

Con respecto a la relación del transporte de humedad con la precipitación, en este trabajo se ha demostrado que existe una alta correlación en la escala estacional entre el IVT y la precipitación. Lo que se observa en la escala estacional es reflejo de lo que ocurre en la escala diaria, en que sistemas de bajas presiones llegan a la costa de Chile desde el Pacífico, generalmente asociados a frentes fríos y ríos atmosféricos (Viale and Nuñez, 2011). De ahí que la máxima correlación se ubique al norte de la zona con precipitaciones, tanto en la escala diaria como en la estacional, en concordancia con lo observado por Dacre *et al.* (2015) en el Atlántico norte, siendo el flujo de dirección noroeste el más favorable para las precipitaciones en Chile centro y sur.

Se ha observado que en años de El Niño aumenta el IVT medio y también la frecuencia de RAs hacia Chile centro sur; ambas condiciones favorecen un aumento en las precipitaciones. La primera, porque favorece un mayor contenido de PW en las cercanías de la costa de Chile, haciendo que los sistemas de bajas presiones tengan un mayor potencial de generar precipitaciones. Esta especulación posee algún sustento empírico cuando se observa que sistemas, como las bajas segregadas, generan mayor precipitación a medida que aumenta el contenido de PW en el ambiente (Barahona Ruiz, 2016). Un ejemplo de esto es lo descrito en Barrett *et al.* (2016) y Bozkurt *et al.* (2016), aunque no fue un evento de invierno, abundante PW favoreció precipitaciones intensas bajo una baja segregada en la zona norte de Chile. La se-

gunda parte, relacionada con la mayor frecuencia de RAs, favorece mayor precipitación por el simple hecho de presentarse un mayor número de eventos.

Ya se ha mencionado que los RAs contribuyen con una fracción importante de la precipitación, principalmente en la zona subtropical de Chile (Viale *et al.*, 2018), por lo que un aumento en la frecuencia implica mayor número de eventos de precipitación. De acuerdo a lo descrito por Viale and Nuñez (2011) esto también aumenta la probabilidad de eventos extremos de precipitación asociados a RAs. Eventos extremos de precipitación que están altamente relacionados con el flujo horizontal de vapor y una configuración sinoptica asociada a RAs (Valenzuela and Garreaud, 2019). En las zonas CN, CS y S los RAs asocian tasas diarias de precipitación mayores a la distribución de todos los días con lluvias y se favorece la ocurrencia de eventos extremos lluviosos, tal como se mostró en las figuras 3.25 y 3.26.

En los inviernos de El Niño, los RAs que llegan a la zona CN son significativamente más «jugosos» que los RAs en años La Niña (ver figuras 3.27 y 3.28), con mayores valores de IVT y PW. También se observó que durante los inviernos El Niño aumenta el número de días con RAs (de 16 en promedio en la climatología a 22 en inviernos El Niño) y el número de días lluviosos asociados a RAs (de 8 en la climatología a 14 en inviernos El Niño, en promedio) y no necesariamente el número de eventos individuales. Esto sugiere RAs más persistentes llegando al centro de Chile en años de El Niño e inverso en años La Niña.

Asimismo se comprobó que existe un aumento en la tasa de precipitación diaria durante los eventos de RAs en años de El Niño, lo que deja como consecuencia un aumento en la precipitación estacional que se registra asociada a RAs. En la climatología el promedio de precipitación asociada a RAs alcanza los 100 mm, mientras que años de El Niño supera los 200 mm (tabla 3.1). Estas diferencias explican en buena medida las diferencias observadas en los montos totales de precipitación durante los inviernos en la zona CN, en donde precipitan alrededor de 160 mm, con un $\sim 60\%$ asociada a RAs, mientras que en los inviernos El Niño precipitan más de 300 mm, con un $\sim 70\%$ asociada a RAs. Estos incrementos totales se expresaron en anomalías estandarizadas en la figura 3.17.

Que en las zonas CS y S las diferencias sean menores puede estar asociado al hecho de que las anomalías de circulación favorecen mayormente un incremento en PW e IVT en la zona CN y en menor medida en las zonas CS y S, por lo mismo tanto la frecuencia como la magnitud de los RAs cambia ligeramente en estas últimas zonas. Por otra parte, los RAs asocian alrededor de un 50 % de la precipitación invernal en el CS y S y esta proporción no se ve mayormente alterada en los años de El Niño. Por lo que cambios en los eventos asociados a RAs no alteran los montos estacionales de precipitación en la forma en que sí se observó en la zona CN. Por último, es probable que un estudio de estas características en la época de primavera, que es cuando El Niño tiene la mayor correlación con la zona sur (Montecinos *et al.*, 2000), muestre un comportamiento similar al observado en la zona CN en invierno.

Los aspectos locales de la precipitación necesariamente deben ser estudiados en futuros trabajos

4.2. Principales conclusiones

En la escala interanual la precipitación invernal de la zona centro-sur de Chile está correlacionada positivamente con el contenido y transporte de humedad tanto local como costa afuera en la cuenca del Pacífico sur. Aumentos en el transporte de humedad desde el Pacífico tropical asocian aumentos en la precipitación en invierno. Asimismo una mayor frecuencia de ríos atmosféricos que se desplazan desde el Pacífico sur hacia la costa de Sudamérica también asocia un aumento en la precipitación invernal en la zona centro y sur de Chile.

Por su parte tanto el contenido como el transporte de humedad están correlacionados positivamente con la temperatura superficial del mar, tanto local como la temperatura superficial del mar ecuatorial. ENSO es la principal fuente de variabilidad del agua precipitable y el transporte integrado de humedad en el Pacífico sur.

En inviernos de El Niño se presenta un aumento del transporte de humedad desde el Pacífico ecuatorial hacia la costa de Sudamérica en latitudes medias en toda la columna asociado con un aumento del contenido de agua precipitable. En el Pacífico sur este aumento en el transporte de humedad está relacionado principalmente con un aumento en la intensidad del viento (jet subtropical), mientras que en la costa de Sudamérica con un aumento del contenido de humedad en la columna. Este aumento del contenido y transporte de humedad favorece una mayor frecuencia de ríos atmosféricos llegando a la zona centro-sur de Chile. Durante los inviernos La Niña se presenta la situación opuesta.

El mecanismo físico asociado a las anomalías de transporte y contenido de humedad está relacionado con la propagación de una onda de Rossby barotrópica cuasi-estacionaria que posiciona una baja presión anómala subtropical y una alta de bloqueo en latitudes altas. En la parte norte de la baja subtropical se presentan las mayores anomalías de flujo de humedad además de una mayor frecuencia de perturbaciones en la tropósfera media lo que estaría asociado a una mayor frecuencia de ríos atmosféricos. Existen rasgos que permiten asociar estas anomalías en la parte norte de la baja subtropical anómala con la presencia de una zona de convergencia en niveles bajos asociado a un desplazamiento de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur.

Como consecuencia de las anomalías en la gran escala, los ríos atmosféricos que llegan a la zona centro de Chile en inviernos de El Niño son más intensos en flujo y contenido de humedad que aquellos que llegan en años neutros o de La Niña. Estos ríos atmosféricos dejan tasas más intensas de precipitación lo que en la escala estacional se traduce en un aumento de las precipitaciones. En años de El Niño, una misma cantidad de sistemas asociados a ríos atmosféricos dejarán mayores montos de precipitación provocando que el invierno en general sea más lluvioso, en comparación con años sin la presencia de El Niño.

Las principales anomalías observadas en este trabajo se resumen en el modelo conceptual de la figura 4.5.

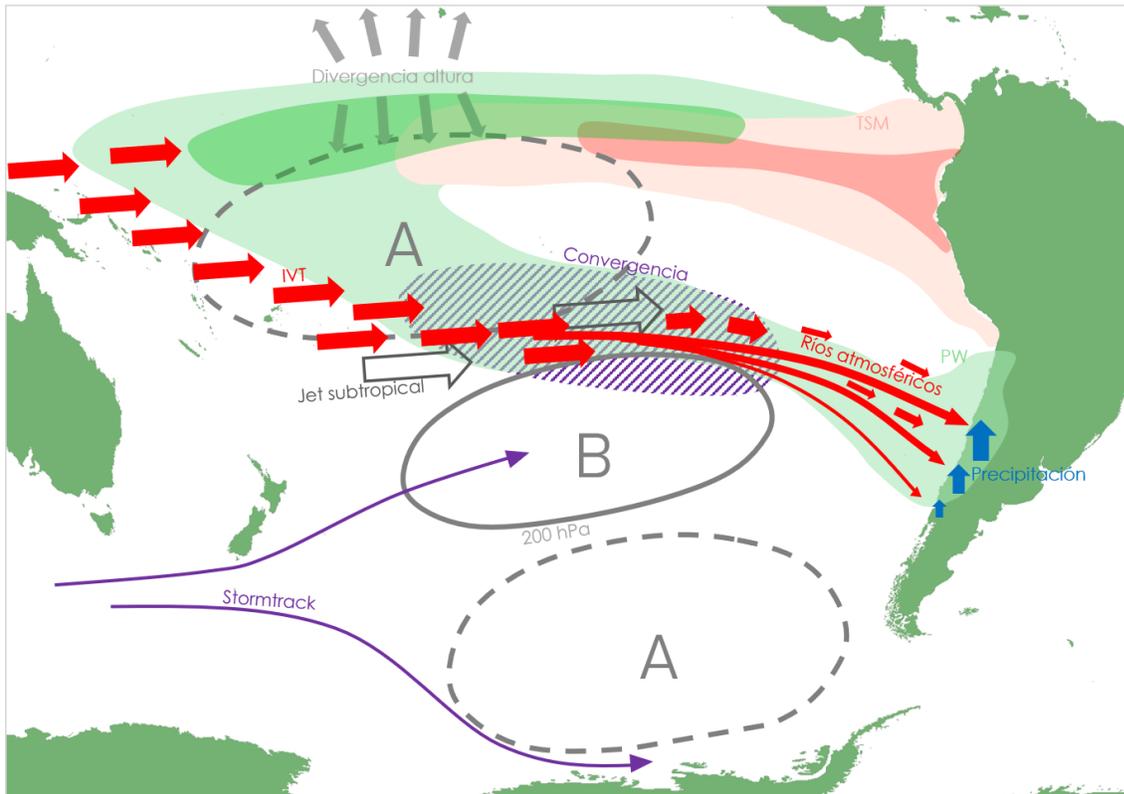


Figura 4.5: Modelo conceptual de las principales anomalías observadas en inviernos de El Niño asociadas con transportes de humedad y precipitaciones en Chile centro-sur.

Capítulo 5

Trabajo Futuro

Los resultados expuestos en este trabajo se basan en observaciones en su mayoría de reanálisis, que si bien tienen sesgos, permiten tener una mirada al pasado de manera detallada. Sin embargo, estas observaciones no permiten aislar completamente el efecto que tiene el calentamiento del Pacífico tropical (El Niño) sobre los transportes de humedad y siempre parte de la señal corresponderá a otra fuente de variabilidad. Es por esto que se sugiere realizar simulaciones con modelos globales (GCMs) que permitan experimentar de manera controlada los cambios en la circulación y transportes de humedad debidos a calentamientos y enfriamientos en el océano Pacífico.

Este trabajo está centrado en la temporada invernal, cuando la relación entre ENSO y las precipitaciones está maximizada en la zona central de Chile, sin embargo, durante la primavera esta relación es máxima hacia el sur. Por lo que sería interesante extender el trabajo a otras estaciones del año. Por otra parte, estudiar el efecto de los distintos tipos de El Niño sobre los transportes de humedad es probable que permita identificar diferentes «rutas» de transporte en el trópico y la costa de Chile.

Si bien en este trabajo se observan anomalías de transporte de humedad desde el Pacífico tropical hacia la costa de Sudamérica, positivas durante El Niño y negativas durante La Niña, aún queda sin responder la pregunta de cuánto de esa humedad efectivamente proviene desde el trópico. Es necesario entonces realizar un análisis de trayectorias inversas durante días de precipitación en Chile centro-sur con tal de determinar la fuente de la humedad que precipita. Complementariamente, realizar un balance de agua de los ríos atmosféricos que aterrizan en Chile permitiría determinar cuánto vapor de agua es incorporado por medio de convergencia local a los RAs en su desplazamiento hacia la costa de Chile.

Por último, y como se sugiere en Guan and Waliser (2015) y Rondanelli *et al.* (2019), los transportes de humedad también están relacionados con la variabilidad en la escala intraestacional. Estudiar el IVT y los ríos atmosféricos con distintas fases de la Oscilación de Madden-Julian (MJO) permitiría estudiar el efecto de las teleconexiones y su relación con los transportes de humedad en la escala intraestacional, lo que también se ha demostrado tener una influencia en la precipitación en Chile centro-sur (Barrett *et al.*, 2012).

Capítulo 6

Anexos

6.1. Comparación entre reanálisis

Dado que el PW y el IVT (basado en PW) son variables de gran importancia en este trabajo, se realizó una comparación entre los reanálisis NCEP-NCAR y ERA Interim con la finalidad de conocer la capacidad de uno u otro a la hora de representar estas variables. Para ello se obtuvieron datos mensuales de agua precipitable total (TPW) medida por satélites utilizando radiómetros de microondas (para más información <http://www.remss.com/measurements/atmospheric-water-vapor/>), entre 1987 y 2016. La tabla 6.1 muestra una descripción de los datos obtenidos.

Variable	Resolución espacial	Resolución temporal	Unidades
TPW	1.0° x 1.0°	mensual	kg/m ²

Tabla 6.1: Datos TPW obtenidos desde la base de datos de REMSS, entre 1987 y 2016.

Dado que los datos de TPW representan una precisa medición del contenido de vapor de agua en la atmósfera (Kyle Hilburn *et al.*, 2010), se consideran como referencia para la comparación de PW entre los reanálisis.

En la figura 6.1 se muestran los promedios y varianzas estacionales del PW para las distintas fuentes de datos. En términos generales, la distribución del contenido de agua precipitable promedio a nivel global parece estar bien representado en ambos reanálisis: esto es, mayor PW en las zonas ecuatoriales del globo, con un máximo al sur de Asia, mínimos locales en la costa occidental de América del Norte y América del Sur y valores pequeños de PW en las zonas cercanas a los círculos polares. No obstante lo anterior, se puede observar que NCEP-NCAR posee un sesgo negativo en todo el globo, principalmente en latitudes bajas, alrededor de la línea del Ecuador donde los montos de PW son mayores (figura 6.1.c). Es evidente que en Pacífico Central Ecuatorial el reanálisis ERA-Interim posee una mejor representación del contenido medio de PW en comparación con NCEP-NCAR que subestima largamente los

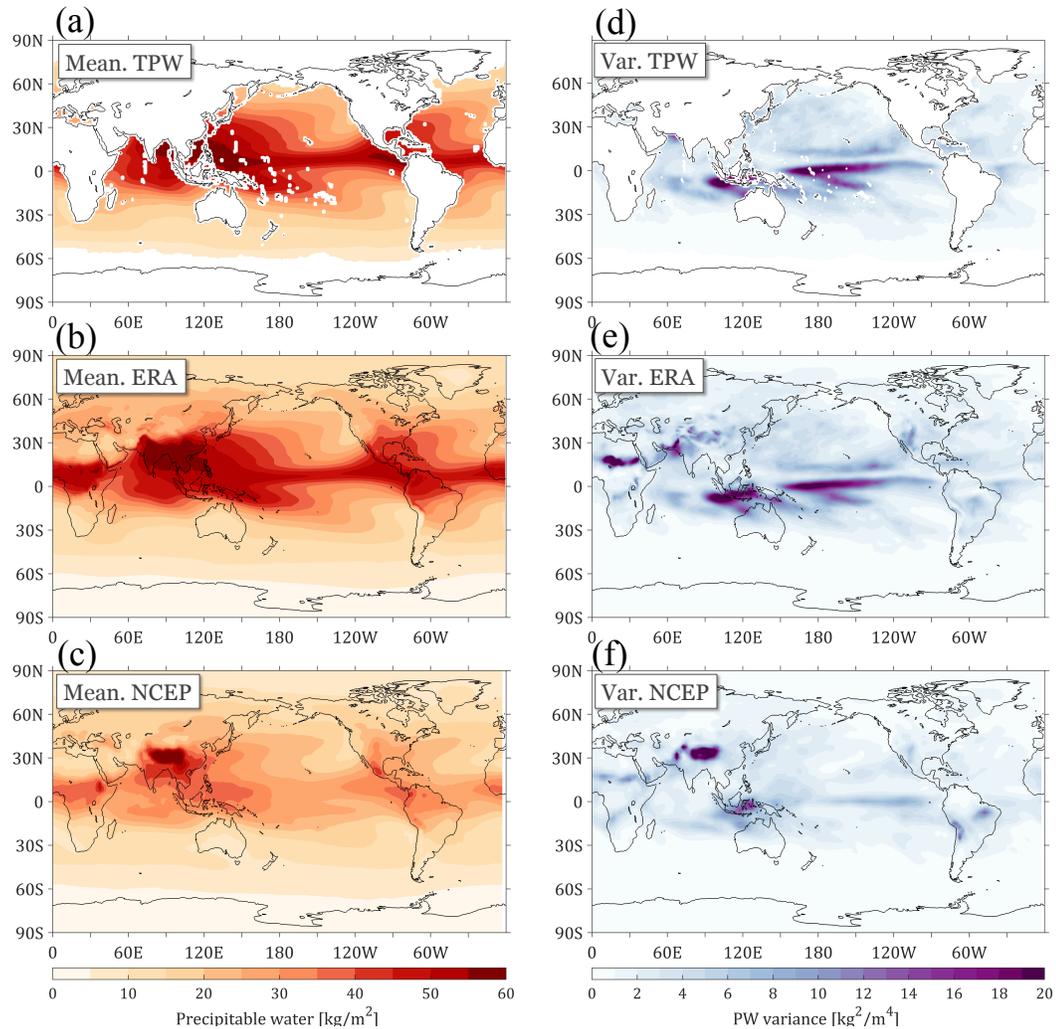


Figura 6.1: (Izquierda) Promedio estacional (JJA) de PW entre 1988 y 2014 para (a) TPW, (b) ERA-Interim y (c) NCEP-NCAR. (Derecha) Varianza estacional (JJA) de PW entre 1988 y 2014 para (d) TPW, (e) ERA-Interim y (f) NCEP-NCAR.

montos de PW en la zona ecuatorial.

En cuanto a las varianzas estacionales, la distribución global de éstas queda mejor representada en ERA-Interim (comparar las figuras 6.1.d y 6.1.e). NCEP-NCAR tiene problemas principalmente en el Pacífico Ecuatorial Central, en donde subestima las varianzas estacionales. Esto puede estar relacionado con la subestimación en el promedio estacional mencionado anteriormente. También se observa una subestimación de las varianzas en los 30°S entre 120 y 90°W, en lo que parece ser una elongación episódica de altos valores de PW desde la zona ecuatorial hacia latitudes medias (ver figuras 6.1.d y 6.1.e). Esta subestimación (ver 6.1.f) puede ser un problema, ya que es justamente esta área en el Pacífico Central la que tiene principal tratamiento en este trabajo.

La figura 6.2 (a y b) muestra las diferencias entre el promedio estacional observado con los datos TPW y lo observado en cada reanálisis. Se puede observar que ERA-Interim presenta una representación mucho más precisa de los datos de vapor de agua, tal como se había visto

en la figura 6.1. Las mayores diferencias se observan entre los 45°N y 30°S, entre 2 y 6 kg/m². En la costa Sudamericana sólo se consideran significativas las diferencias observadas entre los 15° y 20°S (figura 6.2.a). Muy distinto es lo observado con NCEP-NCAR, las diferencias son significativas en todo el dominio de TPW (ver achurado en figura 6.2.b) con diferencias de entre 20 y 30 kg/m² en la zona del Pacífico Ecuatorial.

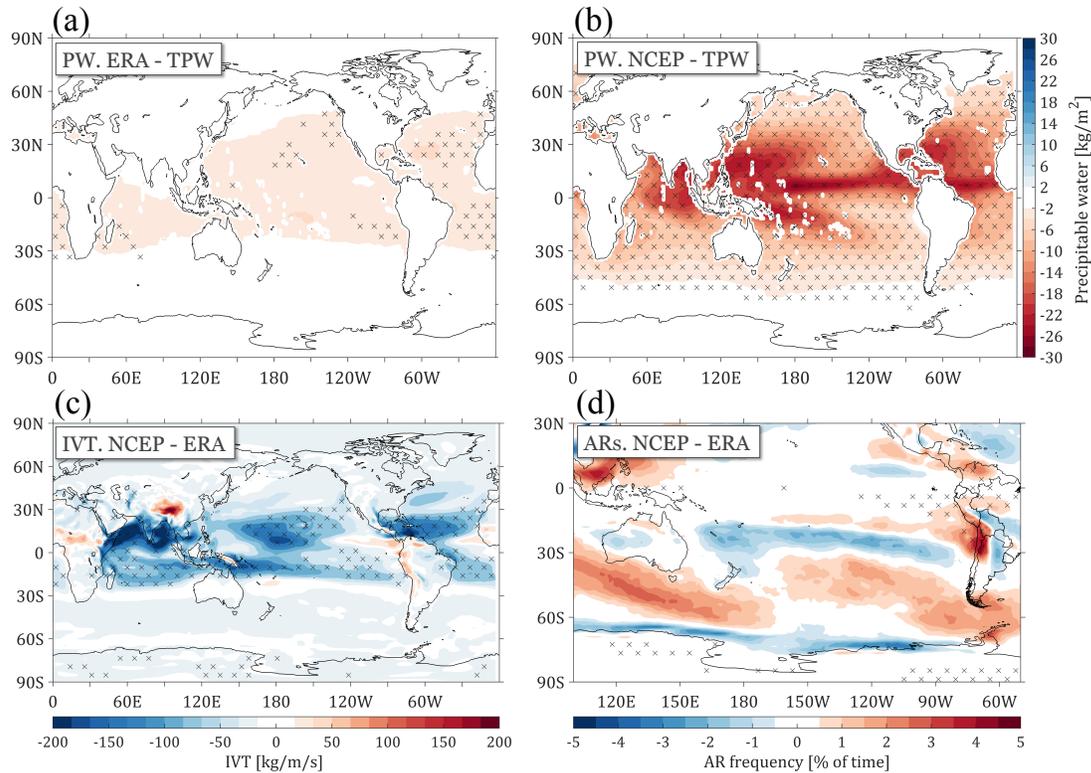


Figura 6.2: (a) Diferencias de PW entre TPW y ERA-Interim, (b) diferencias de PW entre TPW y NCEP-NCAR, (c) diferencias de IVT entre ERA-Interim y NCEP-NCAR y (d) diferencias en frecuencia de RAs entre ERA-Interim y NCEP-NCAR, para los promedios estacionales. Área achurada indica diferencias superiores a dos desviaciones estándar.

Una comparación de los valores medios y varianzas estacionales de IVT se muestra en la figura 6.3. En general, ambos reanálisis muestran una distribución similar del IVT medio y de su varianza. Las mayores diferencias se observan en la zona ecuatorial del Pacífico y el Océano Índico, de acuerdo a lo observado en la figura 6.2.c. En regiones subtropicales, las mayores diferencias se observan en el hemisferio norte, en el Pacífico y el Atlántico, en donde NCEP-NCAR subestima los valores de IVT con respecto a ERA-Interim. Esto parece estar relacionado con la subestimación de PW observada previamente. Con respecto al IVT en el Pacífico Sur, no se observan diferencias significativas en los valores medios, sin embargo, sí se observa una diferencia en la varianza frente a la costa de Chile (aproximadamente 120°W).

A la luz de estos resultados, es evidente que en términos de PW el reanálisis ERA-Interim presenta una mejor representación de lo observado y por lo tanto entrega mayor seguridad en sus resultados. Esto mismo genera una mayor confianza en los datos de IVT a escala estacional. No obstante, los datos de NCEP-NCAR, si bien poseen grandes sesgos y menor

resolución, logran representar los patrones globales tanto de PW como de IVT, además permiten la posibilidad de observar un mayor número de eventos El Niño y La Niña, dada su inicialización en el año 1948. Por lo mismo, este trabajo se basará en los resultados utilizando ERA-Interim y los datos de NCEP-NCAR serán utilizados con cautela a modo de confirmación de lo observado en ERA, con énfasis en los patrones observados más que en las magnitudes.

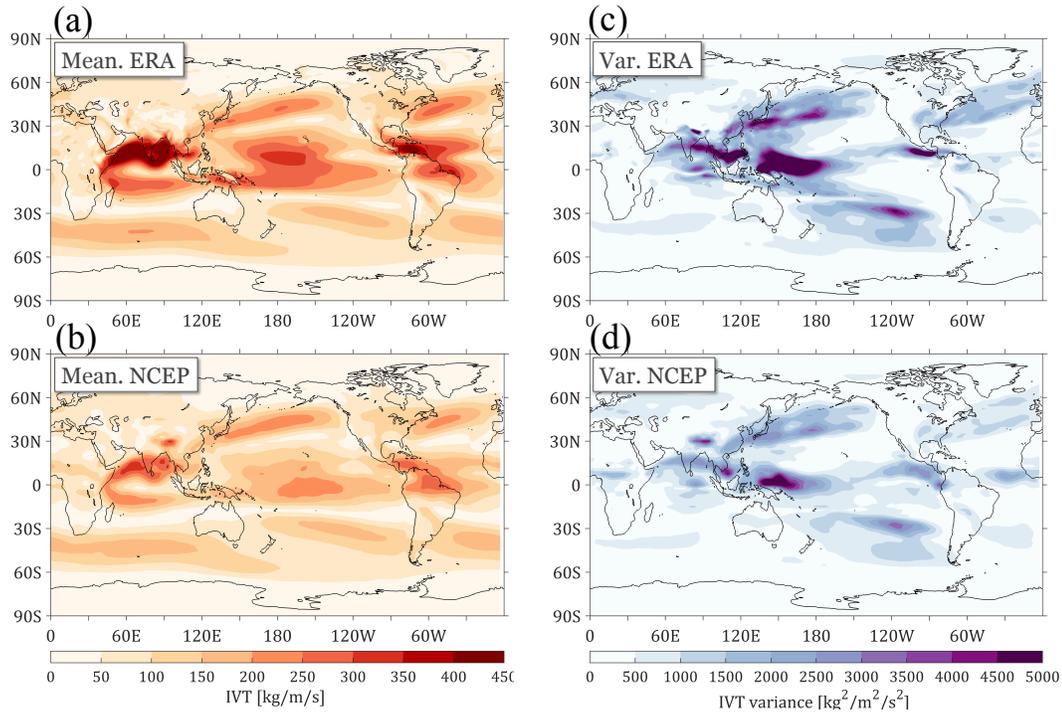


Figura 6.3: (Izquierda) Promedio estacional (JJA) de IVT entre 1988 y 2014 para (a) ERA-Interim y (b) NCEP-NCAR. (Derecha) Varianza estacional (JJA) de IVT entre 1988 y 2014 para (c) ERA-Interim y (d) NCEP-NCAR.

Por último, se realizó una comparación entre los reanálisis con respecto a la frecuencia y ubicación de los RAs. La figura 6.4 muestra la frecuencia promedio para el periodo JJA calculada en el periodo 1979-2015 (todo el periodo disponible en ERA-Interim) para los dos reanálisis obtenidos.

De la figura 6.4 se puede observar que en líneas generales ambos reanálisis concuerdan con la frecuencia de RAs en el dominio de interés. Ambos coinciden en que los RAs se presentan en el Pacífico desde los 20°S al sur con un máximo alrededor de los 30°S entre los 150 y 90°W.

En la figura 6.2.d se muestran las diferencias de lo mostrado en la figura 6.4. Se puede que en general no existe una diferencia significativa entre los reanálisis. Esto a pesar de lo observado en el análisis de PW, debido a que los requisitos para determinar la existencia o no de un RA, expuestos en la sección 2.3, son relativos al reanálisis. Por lo tanto, según lo observado en la figura 6.2.d, independiente del reanálisis, se obtiene un resultado similar en cuanto a la frecuencia de RAs. Esto no dice nada de la intensidad de los ríos, dado que este

análisis sólo compara la frecuencias de éstos.

Entre las diferencias observadas, destaca que NCEP-NCAR sobreestima la frecuencia de RAs en la zona norte de Chile, entre los 18 y 30°S, significativamente, en comparación con ERA-Interim. Esto puede estar relacionado al hecho de que NCEP-NCAR es un reanálisis con una resolución más gruesa que ERA-Interim (ver tabla 2.5), por lo tanto, con ERA-Interim es posible delimitar de mejor manera las áreas en las cuales los RAs se presentan con mayor o menor frecuencia. En el Pacífico, se observa que en una franja la norte de los 30°S, NCEP-NCAR observa en general menos RAs que ERA-Interim, mientras que entre los 30° y 60°S, NCEP-NCAR registra un mayor número de RAs que el reanálisis europeo.

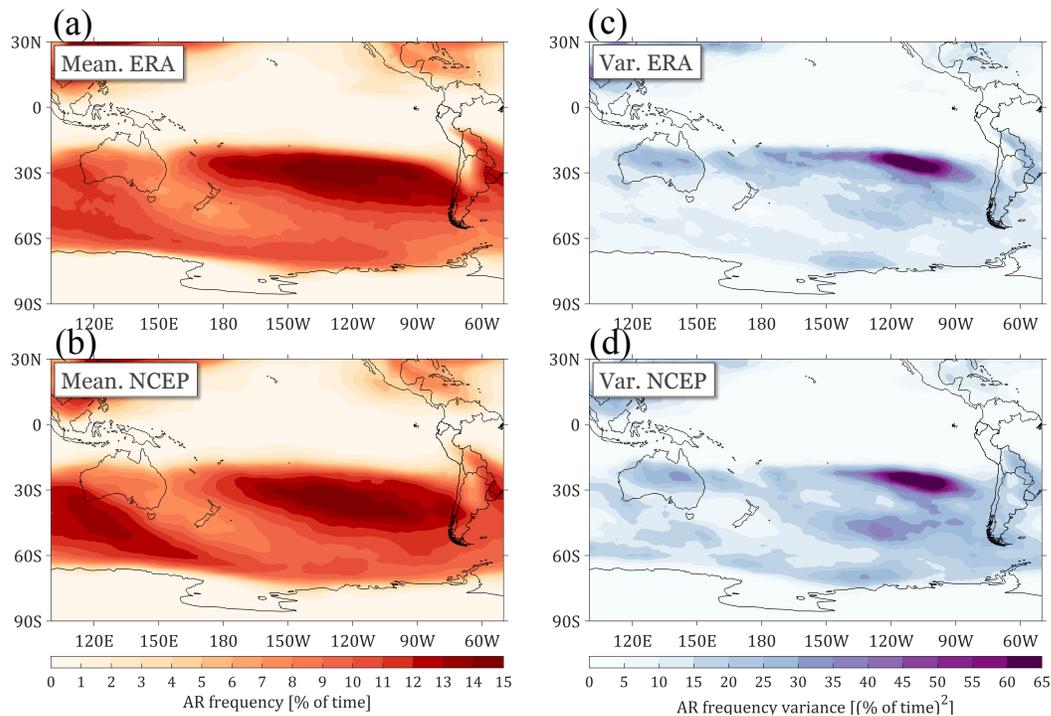


Figura 6.4: (Izquierda) Promedio estacional (JJA) de la frecuencia de RAs entre 1979 y 2015 para (a) ERA-Interim y (b) NCEP-NCAR. (Derecha) Varianza estacional (JJA) de la frecuencia de RAs entre 1979 y 2015 para (c) ERA-Interim y (d) NCEP-NCAR.

Al igual que lo concluido con la comparación de estimaciones de PW e IVT, lo observado con los RAs sugiere que es conveniente utilizar ERA-Interim, dado que la frecuencia en el Océano Pacífico es similar a la observada con NCEP-NCAR, y en la costa de Chile, ERA-Interim muestra una representación que parece ser más realista que lo mostrado por NCEP-NCAR, principalmente por la mayor resolución de reanálisis ERA-Interim.

6.2. Catálogo de Ríos Atmosféricos

En la figura 6.5 se muestran 6 días aleatorios, permite ver la forma de los RAs encontrados por el algoritmo expresados como frecuencia diaria. La figura 6.5 también muestra la evolución inversa (hacia atrás) de un RA aterrizado en los 72°W - 34.5°S el día marcado como Lf-0days, hasta 10 días (Lf-10days) antes del aterrizaje. Se puede ver que el RA tiene una extensión NW-SE y que el origen se encuentra entre -5 y -4 días alrededor de los 120°W - 20°S , aproximadamente.

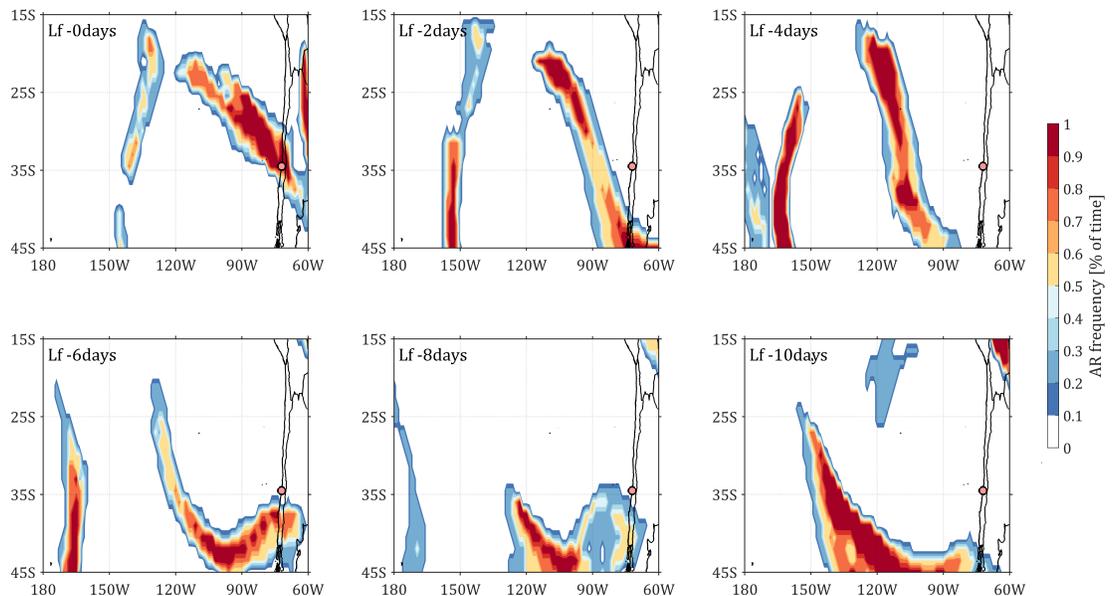


Figura 6.5: Frecuencia de RAs diaria desde el momento del landfall (Lf) en el punto 72°W - 34.5°S (marcado con un círculo en rojo) hasta 10 días antes del landfall, cada dos días.

6.3. Covarianza interanual del contenido y transporte de humedad con la precipitación en Chile centro y sur

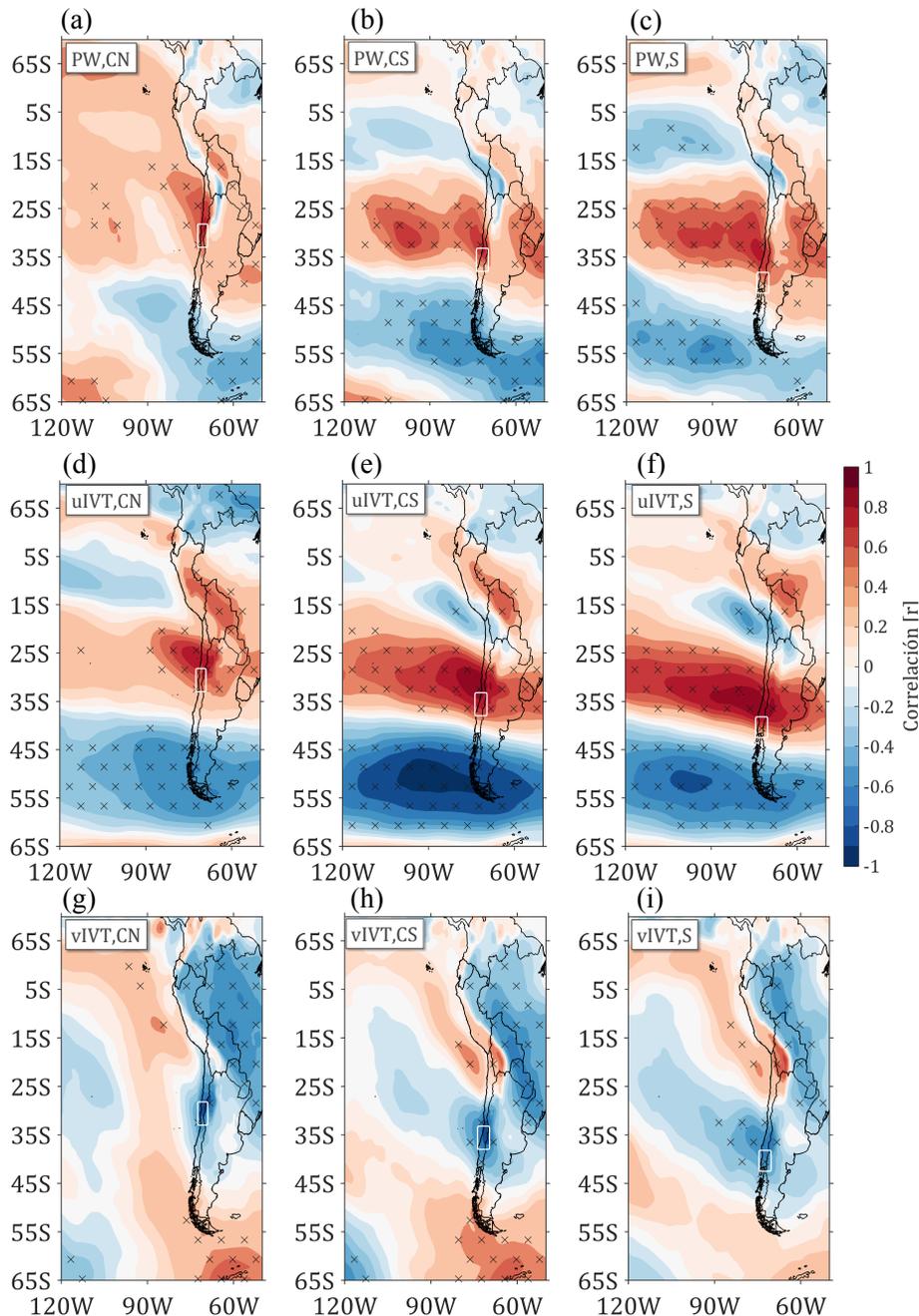


Figura 6.6: Correlación interanual (1979-2014) entre el índice de precipitación para el periodo JJA en las zonas Centro Norte (CN), Centro Sur (CS) y Sur (S) con y el agua precipitable PW en (a), (b) y (c), con el transporte de vapor zonal uIVT en (d), (e) y (f) y con el transporte de vapor meridional vIVT en (g), (h) e (i). Área achurada indica regiones con correlaciones significativas, determinadas con un nivel de confianza de 95 %.

6.4. Relación entre PT-ERA y el transporte de humedad

Con tal de analizar la covariabilidad del contenido y transporte de humedad y la frecuencia de ríos atmosféricos más allá de las estaciones en Chile, en la cuenca del Pacífico, se utilizan datos grillados de precipitación para el cálculo de correlaciones punto a punto.

La figura 6.7 muestra la correlación interanual, punto a punto, entre la precipitación acumulada estacional obtenida desde PT-ERA y las distintas variables utilizadas para describir el transporte de vapor de agua. Al observar la correlación entre PT-ERA, y el PW (figura 6.7.a) se puede notar que existe una relación directa en prácticamente todo el dominio, con excepción de una porción del océano Pacífico en la costa norte del Perú y norte de Chile que presenta una correlación negativa. La relación directa es más fuerte en la zona del Pacífico ecuatorial (especialmente ITCZ y SPCZ) y más débil en latitudes altas, alrededor de los 60°S (donde incluso se observan sectores con correlación negativa).

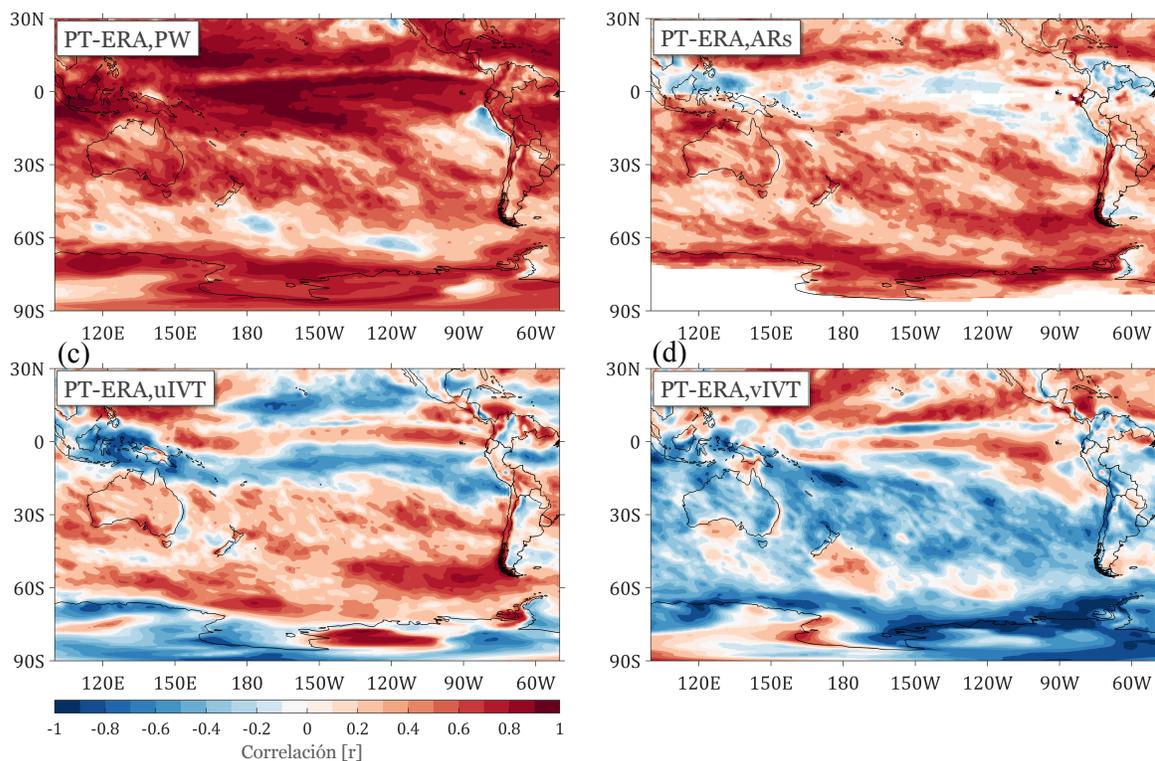


Figura 6.7: Correlación interanual (1979-2014), punto a punto, entre la precipitación PT-ERA y (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos RAs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. La caja en las figuras indica la zona de El Niño 3.4.

Con respecto a la correlación con los flujos de humedad zonal y meridional (figuras 6.7.c y 6.7.d) se puede ver que al sur de los 20°S existe una correlación directa con el flujo zonal e inversa con el flujo meridional. Esto indica que la precipitación aumenta cuando el flujo de humedad es desde el Oeste y desde el Norte. Estas correlaciones tienden a maximizarse sobre la costa de Sudamérica y sobre los Andes, principalmente la correlación con uIVT frente a

los 42°S en la costa de la región del Biobío y costa afuera de la Patagonia (en la Patagonia el principal factor para las precipitaciones es el viento zonal (Garreaud *et al.*, 2013)).

Por otro lado, la correlación con los RAs, en la figura 6.7.b, muestra un comportamiento similar a lo observado para uIVT, existe un máximo relativo de correlación en Chile y costa afuera en una diagonal que se extiende desde los 30°S-120°W y entre los 42°S y la costa de Chile.

Estos resultados muestran similitudes con lo observado en las correlaciones entre el transporte de humedad y los índices de precipitación en las figuras 3.6, 3.8, 3.9 y 3.10, sin embargo, en la zona austral se observan diferencias entre lo observado en las figuras 3.7.c y 6.7.c. Los datos grillados de precipitación permiten capturar de mejor manera la señal de correlación a ambos lados de la cordillera. Esto puede evidenciar, tal como fue mencionado previamente, una debilidad del índice en la zona austral, el que fue calculado sólo con 3 estaciones y ambas ubicadas al lado Este de los Andes.

6.5. Anomalías asociadas con La Niña

En esta sección se presentan los resultados para compuestos de anomalía durante los años La Niña.

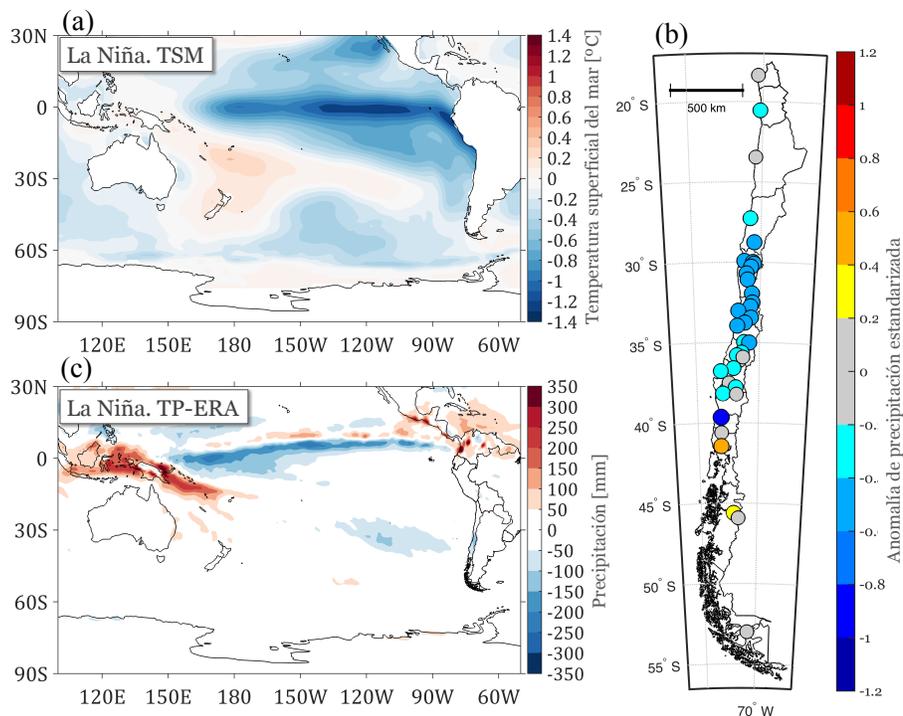


Figura 6.8: Compuesto de anomalías para el periodo invernal (JJA) en años de La Niña para (a) temperatura superficial del mar SS, (b) precipitación en Chile, expresado en anomalías estandarizadas y (c) acumulados de precipitación de TP-ERA.

Durante años de La Niña, la TSM se encuentra más fría de lo normal en el Pacífico

ecuatorial, enfriamiento que también alcanza la costa de Sudamérica, extendiéndose por prácticamente toda la costa chilena (figura 6.8.a). Simultáneamente, en Chile se observan anomalías negativas de precipitación, las que son más intensas en Chile central entre los 30 y 35°S (figura 6.8.b). Estas anomalías negativas de precipitación se observan también costa afuera en el Pacífico entre los 110 y 90°W (figura 6.8.c).

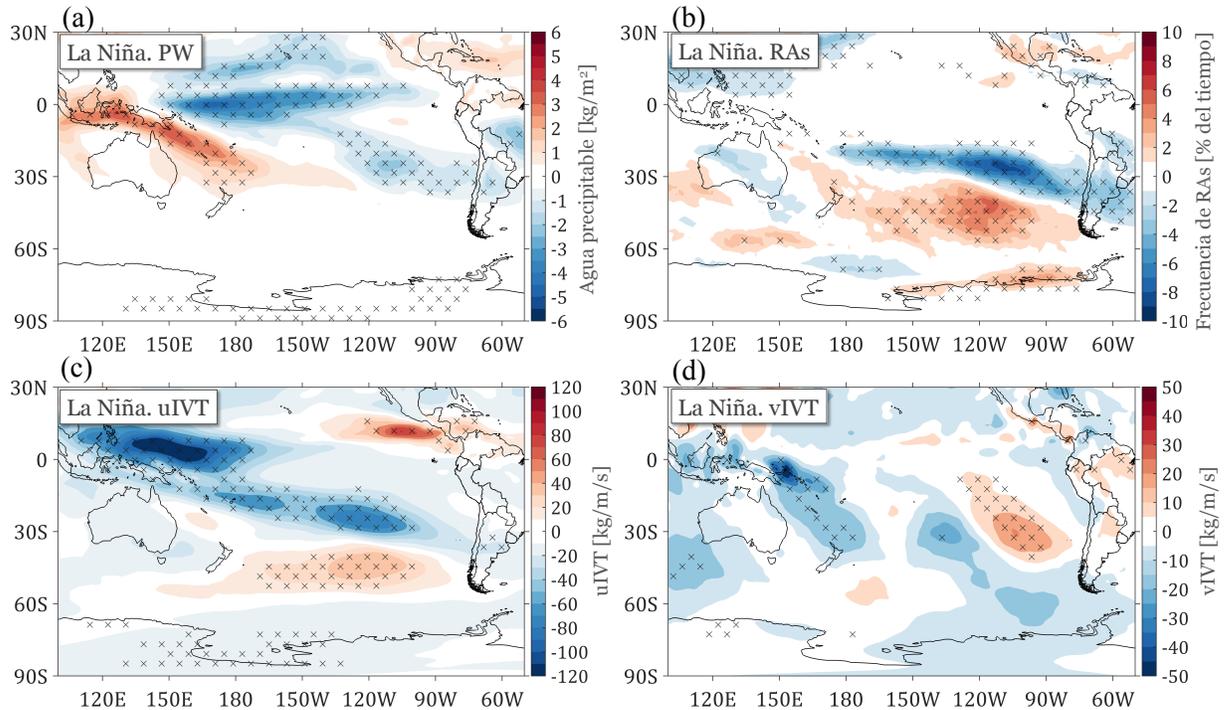


Figura 6.9: Compuesto de anomalías para el periodo invernal (JJA) en años de La Niña para (a) agua precipitable PW, (b) frecuencia de ríos atmosféricos ARs, (c) transporte integrado de vapor de agua zonal uIVT y (d) transporte integrado de vapor de agua meridional vIVT. El área achurada indica una significancia estadística con un 95 % de confianza.

Las anomalías de PW (figura 6.9.a), durante La Niña, muestran un comportamiento opuesto a los años de El Niño. En la zona de Indonesia se observan anomalías positivas de PW con una elongación hacia el Pacífico sur, mientras que en la zona del Pacífico central ecuatorial se presentan anomalías negativas -menos intensas que las observadas para El Niño- que también se proyectan hacia el Pacífico sur alcanzando incluso la costa sudamericana.

Se observan anomalías negativas de transporte zonal de vapor (uIVT) en la zona de Indonesia, de magnitud superior a -120 kg/m/s , y se prolongan hacia el Sureste llegando a la costa sudamericana alrededor de los 36°S (figura 6.9.c). Esta elongación de anomalías va perdiendo magnitud hacia la costa de Sudamérica, siendo máximas entre los 140°-110°W con 25°S. Al sur de este máximo de anomalías negativas se observa un centro de anomalías positivas. Este comportamiento es similar a lo observado para el caso de El Niño (figura 3.18.c) pero con signos opuestos.

El transporte meridional, vIVT, muestra un dipolo de anomalías frente a la costa de Sudamérica en los 30°S (figura 6.9.d), similar al observado para el caso de El Niño, pero de signo opuesto.

Con respecto a las anomalías en frecuencia de RAs, en la figura 6.9.b, se observan significativas anomalías negativas desde el Pacífico sur hacia la costa de Chile, extendiéndose entre Chile CN y S, con magnitudes de entre 3 y 4%. También se observa un área de anomalías positivas al sur de las anomalías negativas descritas anteriormente. Nuevamente, este comportamiento es opuesto a lo observado en años de El Niño.

6.6. Anomalías con ENSO utilizando NCEP-NCAR

En este trabajo, los compuestos de anomalías fueron construidos utilizando la base de datos de ERA-Interim, que posee una mejor representación del contenido de agua precipitable en la atmosférica y una mayor resolución tal como se mencionó anteriormente, sin embargo, tiene la limitante de poseer una menor extensión temporal (entre 1979-2014) que la base de datos de NCEP-NCAR (entre 1948-2016). Por lo que los compuestos de El Niño se construyeron con 5 eventos y los de la La Niña con 8 eventos.

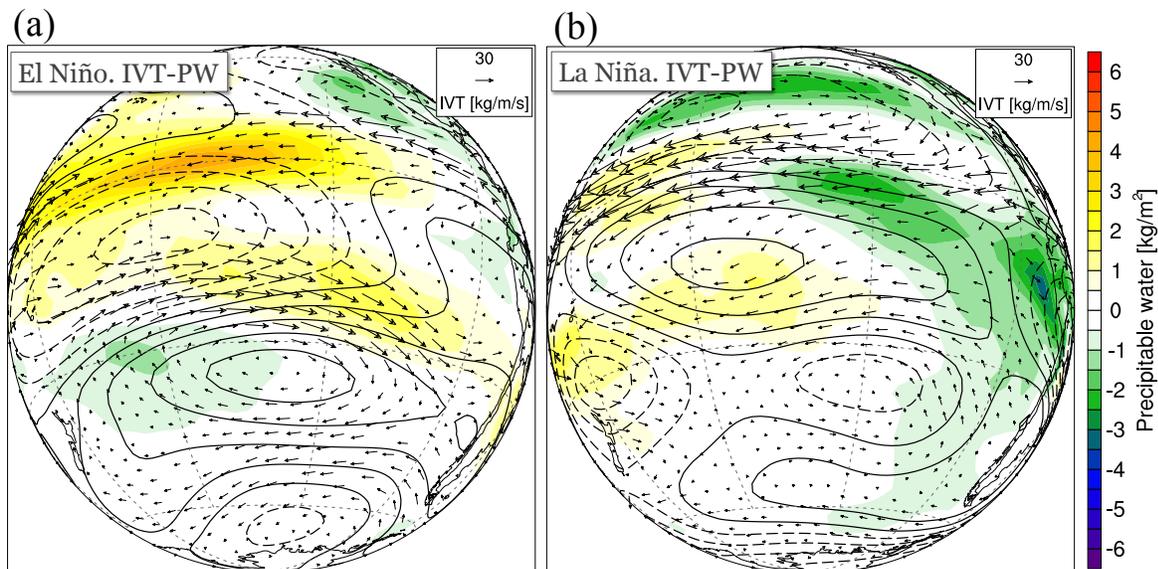


Figura 6.10: Anomalías calculadas con NCEP-NCAR (1950-2016) de función corriente ($\sigma = 0.21$) en contornos (anomalías negativas en contornos discontinuos), IVT en vectores y agua precipitable en colores, para (a) años de El Niño y (b) años de La Niña. Esta figura es comparable con la figura 3.29.c y d.

No obstante lo anterior, los compuestos de anomalías construidos con los datos de NCEP-NCAR comprueban lo observado con ERA-Interim. La figura 6.10 es comparable con la figura 3.29.c y d, y fue construida con 13 eventos de El Niño y 18 eventos de La Niña. Se puede ver que las anomalías, si bien difieren en magnitud, muestran el mismo patrón observado con datos de ERA-Interim, por lo que los resultados son independientes del reanálisis utilizado e independientes también de la cantidad de eventos de El Niño y La Niña.

6.7. Anomalías en la escala sinóptica

El mecanismo de canalización de los flujos de humedad en forma de ríos atmosféricos gatillados por la presencia de una alta subtropical seguida de una baja presión (o una vaguada) y una alta de bloqueo es observable también en la escala sinóptica. La figura 6.11 muestra un ejemplo para el día 12 de junio. La presencia de una vaguada en altura y una alta subtropical favorecen la canalización del flujo de humedad. Se observa la presencia de un núcleo concentrado de PW e IVT desde el Pacífico tropical hacia latitudes medias entre los 20-40°S y 140-100°W.

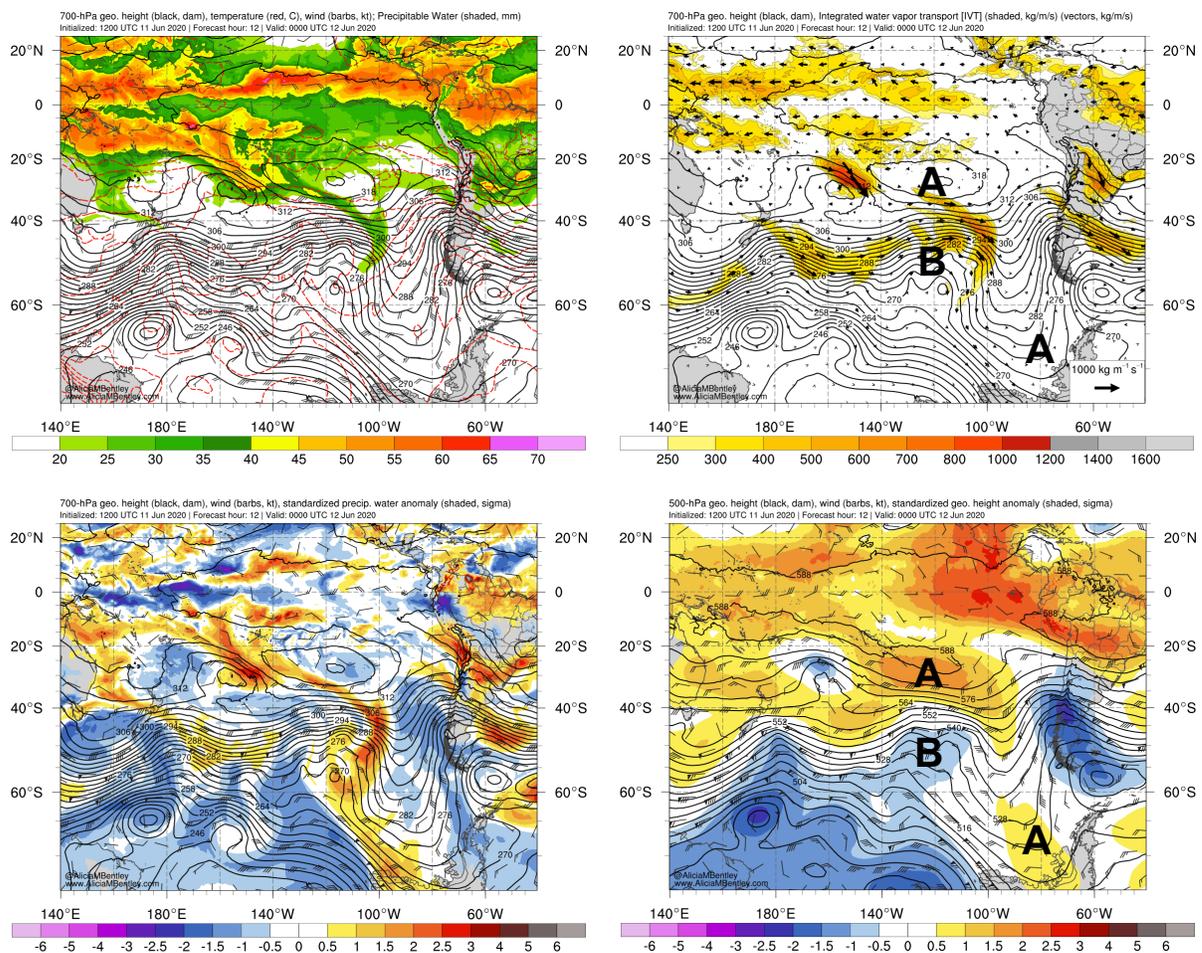


Figura 6.11: Compuestos en la escala sinóptica obtenidos del modelo GFS desde el sitio web de Alicia Bentley (Universidad de Albany) se muestran para el día 12 de junio de 2020. Las figuras superiores muestran altura geopotencial en 700 hPa, agua precipitable e IVT, mientras que las figuras inferiores muestran anomalías estandarizadas de PW y altura geopotencial en 500 hPa.

6.8. Descomposición de IVT

Otra forma de visualizar la descomposición realizada al IVT en término de variaciones en U y en q por separado es la que se presenta aquí. La figura 6.12 muestra una razón del cambio total (ΔIVT) de IVT en años de El Niño con respecto a cada término calculado.

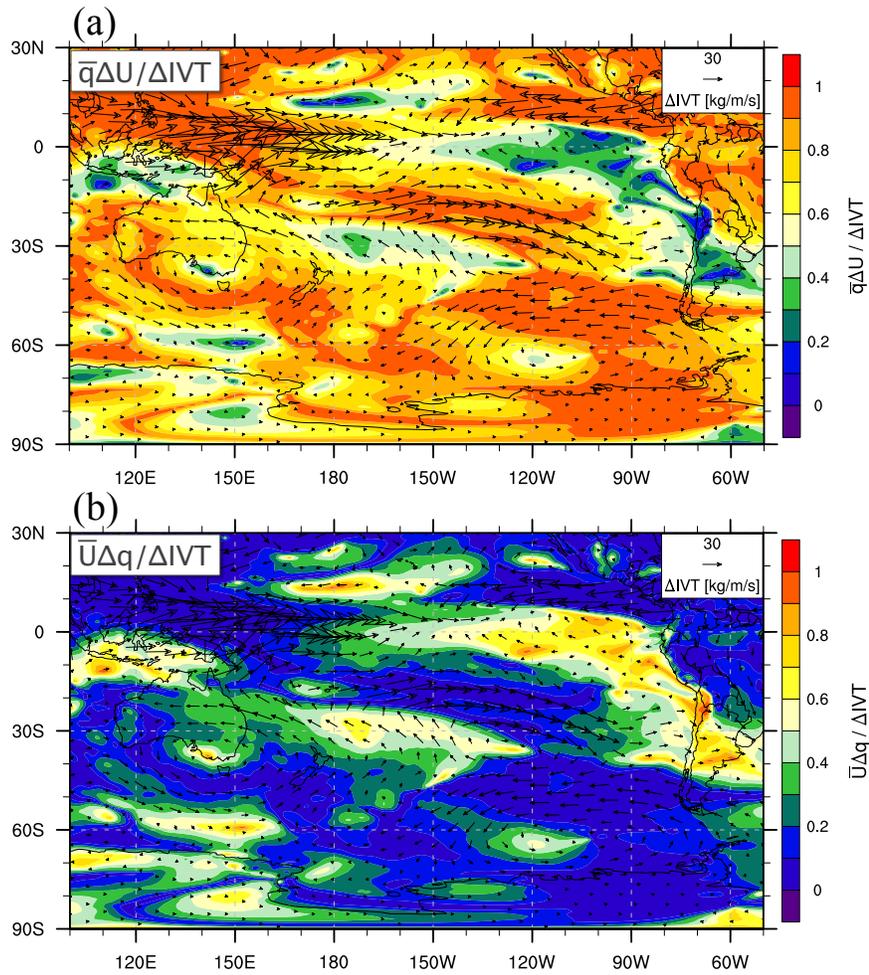


Figura 6.12: Fracción de ΔIVT en años de El Niño dominado por cambios en el viento, en (a) $\bar{q}\Delta U / \Delta IVT$, y por cambios en la humedad, en (b) $\bar{U}\Delta q / \Delta IVT$. Vectores muestran el cambio total de IVT, también mostrado en la figura 3.29.

Bibliografía

- Bao, J. W., S. A. Michelson, P. J. Neiman, F. M. Ralph and J. M. Wilczak (2006). ‘Interpretation of enhanced integrated water vapor bands associated with extratropical cyclones: Their formation and connection to tropical moisture’. *Monthly weather review* **134**(4), 1063–1080.
- Barahona Ruiz, C. E. (2016). ‘Precipitación asociada a bajas segregadas en el Hemisferio Sur’.
- Barrett, B. S., Diego A. Campos, José Vicencio Veloso and Roberto Rondanelli (2016). ‘Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile: Extreme Events in March 2015 in Chile’. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **121**(9), 4563–4580.
- Barrett, B. S., Jorge F. Carrasco and Anthony P. Testino (2012). ‘Madden–Julian Oscillation (MJO) Modulation of Atmospheric Circulation and Chilean Winter Precipitation’. *Journal of Climate* **25**(5), 1678–1688.
- Barrett, B. S., René D. Garreaud and Mark Falvey (2009). ‘Effect of the Andes Cordillera on Precipitation from a Midlatitude Cold Front’. *Monthly Weather Review* **137**(9), 3092–3109.
- Berbery, E. H. and Carolina Vera (1996). ‘Characteristics of the Southern Hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data’. *Journal of the atmospheric sciences* pp. 468–481.
- Blázquez, J. and Silvina A. Solman (2017). ‘Interannual variability of the frontal activity in the Southern Hemisphere: relationship with atmospheric circulation and precipitation over southern South America’. *Climate Dynamics* **48**(7-8), 2569–2579.
- Boisier, J. P., Roberto Rondanelli, René D. Garreaud and Francisca Muñoz (2016). ‘Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile: CONTRIBUTION OF SOUTHEAST PACIFIC DRYING’. *Geophysical Research Letters* **43**(1), 413–421.
- Bozkurt, D., Roberto Rondanelli, René Garreaud and Andrés Arriagada (2016). ‘Impact of warmer eastern tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama floods’. *Monthly Weather Review* **144**(11), 4441–4460.
- Dacre, H. F., P. A. Clark, O. Martinez-Alvarado, M. A. Stringer and D. A. Lavers (2015). ‘How Do Atmospheric Rivers Form?’. *Bulletin of the American Meteorological Society*

96(8), 1243–1255.

- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut and F. Vitart (2011). ‘The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **137**(656), 553–597.
- Falvey, M. and René Garreaud (2007). ‘Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences’. *Journal of Hydrometeorology* **8**(2), 171–193.
- Garreaud, R. (1995). ‘Configuraciones atmosféricas regionales durante grandes tormentas pluviales en Chile central’. *Meteorologica*.
- Garreaud, R. (2013). ‘Warm Winter Storms in Central Chile’. *Journal of Hydrometeorology* **14**(5), 1515–1534.
- Garreaud, R. and David S. Battisti (1999). ‘Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation’. *Journal of Climate* **12**(7), 2113–2123.
- Garreaud, R. and Rutllant, J. (1996). ‘Análisis Meteorológico de los Aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el Periodo 1991-1993’. *Atmósfera (México)* **9** (4), 251–271.
- Garreaud, R. D., Mathias Vuille, Rosa Compagnucci and José Marengo (2009). ‘Present-day south american climate’. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **281**(3-4), 180–195.
- Garreaud, R., P. Lopez, M. Minvielle and M. Rojas (2013). ‘Large-Scale Control on the Patagonian Climate’. *Journal of Climate* **26**(1), 215–230.
- Gill, A. E. (1980). ‘Some simple solutions for heat-induced tropical circulation’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **106**(449), 447–462.
- Grimm, A. M. and Renata G. Tedeschi (2009). ‘ENSO and extreme rainfall events in South America’. *Journal of Climate* **22**(7), 1589–1609.
- Grimm, A. M. and Tercio Ambrizzi (2009). Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. In F. Vimeux, F. Sylvestre and M. Khodri (Eds.). ‘Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions’. Vol. 14. Springer Netherlands. Dordrecht. pp. 159–191.
- Guan, B. and Duane E. Waliser (2015). ‘Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies: Detection of Atmospheric Rivers’. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **120**(24), 12514–12535.

- Guan, B., Noah P. Molotch, Duane E. Waliser, Eric J. Fetzer and Paul J. Neiman (2013). ‘The 2010/2011 snow season in California’s Sierra Nevada: Role of atmospheric rivers and modes of large-scale variability: Atmospheric Rivers and Modes of Large-Scale Variability’. *Water Resources Research* **49**(10), 6731–6743.
- Held, I. M. and Brian J. Soden (2006). ‘Robust responses of the hydrological cycle to global warming’. *Journal of climate* **19**(21), 5686–5699.
- Heydarizad, M., Ezzat Raeisi, Rogert Sori, Luis Gimeno and Raquel Nieto (2018). ‘The Role of Moisture Sources and Climatic Teleconnections in Northeastern and South-Central Iran’s Hydro-Climatology’. *Water* **10**(11), 1550.
- Horel, J. D. and John M. Wallace (1981). ‘Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation’. *Monthly Weather Review* **109**(4), 813–829.
- Hoskins, B. J. and David J. Karoly (1981). ‘The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing’. *Journal of the Atmospheric Sciences* **38**(6), 1179–1196.
- Hoskins, B. J. and Kevin Ivan Hodges (2005). ‘A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks’. *Journal of Climate* **18**(20), 4108–4129.
- Huang, B., Peter W Thorne, Viva Banzon, Tim Boyer, Gennady Chepurin, Jay Lawrimore, Matthew J. Menne, Thomas M. Smith, Russell S. Vose and H. Zhang (2017). ‘NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5’. *NOAA National Centers for Environmental Information*.
- Johnson, N. C. (2013). ‘How Many ENSO Flavors Can We Distinguish?’. *Journal of Climate* **26**(13), 4816–4827.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne and Dennis Joseph (1996). ‘The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project’. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**(3), 437–471.
- Karoly, D. J. (1983). ‘Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere’. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* **7**(2), 111–125.
- Karoly, D. J. (1989). ‘Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño–Southern Oscillation Events’. *Journal of Climate* **2**(11), 1239–1252.
- Karoly, D. J., R. Alan Plumb and Mingfang Ting (1989). ‘Examples of the Horizontal Propagation of Quasi-stationary Waves’. *Journal of the Atmospheric Sciences* **46**(18), 2802–2811.
- Kim, H.-M. and Michael A. Alexander (2015). ‘ENSO’s modulation of water vapor transport over the Pacific–North American region’. *Journal of Climate* **28**(9), 3846–3856.
- Kim, H.-M., Yang Zhou and Michael A. Alexander (2017). ‘Changes in atmospheric rivers

- and moisture transport over the Northeast Pacific and western North America in response to ENSO diversity'. *Climate Dynamics* pp. 1–14.
- Knippertz, P. and Jonathan E. Martin (2007). 'A Pacific Moisture Conveyor Belt and Its Relationship to a Significant Precipitation Event in the Semiarid Southwestern United States'. *Weather and Forecasting* **22**(1), 125–144.
- Kyle Hilburn, Frank Wentz, Carl Mears, Thomas Meissner and Deborah Smith (2010). Description of Remote Sensing Version-7 Geophysical Retrievals. In '17th Conference on Satellite Meteorology Oceanography and 17th Conference on Air-Sea Interaction.'. Annapolis, MD.
- Liebmann B. and C.A. Smith (1996). 'Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset'. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**, 1275–1277.
- Liu, C. and Elizabeth A. Barnes (2015). 'Extreme moisture transport into the Arctic linked to Rossby wave breaking'. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **120**(9), 3774–3788.
- L'Heureux, M. L., Dan C. Collins and Zeng-Zhen Hu (2013). 'Linear trends in sea surface temperature of the tropical Pacific Ocean and implications for the El Niño-Southern Oscillation'. *Climate Dynamics* **40**(5-6), 1223–1236.
- Marques, R. F. C. and V. Brahmananda Rao (1999). 'A diagnosis of a long-lasting blocking event over the southeast Pacific Ocean'. *Monthly Weather Review* **127**(8), 1761–1776.
- Mo, K. C. and R. Wayne Higgins (1998). 'The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter'. *Monthly Weather Review* **126**(6), 1581–1596.
- Montecinos, A., Alvaro Díaz and Patricio Aceituno (2000). 'Seasonal Diagnostic and Predictability of Rainfall in Subtropical South America Based on Tropical Pacific SST'. *Journal of Climate* **13**(4), 746–758.
- Montecinos, A. and Patricio Aceituno (2003). 'Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies'. *Journal of Climate* **16**(2), 281–296.
- Mundhenk, B. D., Elizabeth A. Barnes and Eric D. Maloney (2016). 'All-season climatology and variability of atmospheric river frequencies over the North Pacific'. *Journal of Climate* **29**(13), 4885–4903.
- Newell, R. E., Nicholas E. Newell, Yong Zhu and Courtney Scott (1992). 'Tropospheric rivers? - A pilot study'. *Geophysical Research Letters* **19**(24), 2401–2404.
- Nieto, R., David Gallego, Ricardo Trigo, Pedro Ribera and Luis Gimeno (2008). 'Dynamic identification of moisture sources in the Orinoco basin in equatorial South America'. *Hydrological Sciences Journal* **53**(3), 602–617.

- Payne, A. E. and Gudrun Magnusdottir (2014). ‘Dynamics of landfalling atmospheric rivers over the North Pacific in 30 years of MERRA reanalysis’. *Journal of Climate* **27**(18), 7133–7150.
- Pittock A. B. (1980). ‘Patterns of Climatic Variation in Argentina and Chile - I Precipitation, 1931-60’. *Monthly Weather Review*.
- Quinn, W. H. and Victor T Neal (1983). ‘Long-term Variations in the Southern Oscillation’. *Fishery bulletin United States, National Marine Fisheries Service*.
- Ralph, F. M. and M. D. Dettinger (2011). ‘Storms, floods, and the science of atmospheric rivers’. *Eos, Transactions American Geophysical Union* **92**(32), 265–266.
- Ralph, F. M., Paul J. Neiman, Gary A. Wick, Seth I. Gutman, Michael D. Dettinger, Daniel R. Cayan and Allen B. White (2006). ‘Flooding on California’s Russian River: Role of atmospheric rivers’. *Geophysical Research Letters*.
- Renwick, J. A. (1998). ‘ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking’. *Monthly Weather Review* **126**(12), 3117–3123.
- Rondanelli, R., B. Hatchett, J. Rutllant, D. Bozkurt and R. Garreaud (2019). ‘Strongest MJO on record triggers extreme Atacama rainfall and warmth in Antarctica’. *Geophysical Research Letters*.
- Rubin M. J. (1955). ‘An analysis of pressure anomalies in the Southern Hemisphere.’. *Notos* **4**, 11–16.
- Rutllant, J. (2004). ‘Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997-1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile central’. *El Niño-La Niña 1997-1998, Sus efectos en Chile, Comité Oceanográfico Nacional CONA* **2004**, 61–76.
- Rutllant, J. and Humberto Fuenzalida (1991). ‘Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation’. *International Journal of Climatology* **11**(1), 63–76.
- Ryoo, J.-M., Yohai Kaspi, Darryn W. Waugh, George N. Kiladis, Duane E. Waliser, Eric J. Fetzer and Jinwon Kim (2013). ‘Impact of Rossby wave breaking on US West Coast winter precipitation during ENSO events’. *Journal of Climate* **26**(17), 6360–6382.
- Seager, R., Nili Harnik, Yochanan Kushnir, Walter Robinson and Jennifer Miller (2003). ‘Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability’. *Journal of Climate* **16**(18), 2960–2978.
- Sellars, S. L., B. Kawzenuk, P. Nguyen, F. M. Ralph and S. Sorooshian (2017). ‘Genesis, Pathways, and Terminations of Intense Global Water Vapor Transport in Association with Large-Scale Climate Patterns: IVT-CONNECT’. *Geophysical Research Letters* **44**(24), 12,465–12,475.

- Solman, S. A. and Claudio G. Menéndez (2002). ‘ENSO-Related Variability of the Southern Hemisphere Winter Storm Track over the Eastern Pacific–Atlantic Sector’. *Journal of the Atmospheric Sciences* **59**(13), 2128–2141.
- Takahashi, K. and David S. Battisti (2007). ‘Processes Controlling the Mean Tropical Pacific Precipitation Pattern. Part II: The SPCZ and the Southeast Pacific Dry Zone’. *Journal of Climate* **20**(23), 5696–5706.
- Timmermann, A., Soon-Il An, Jong-Seong Kug, Fei-Fei Jin, Wenju Cai, Antonietta Capotondi, Kim Cobb, Matthieu Lengaigne, Michael J. McPhaden, Malte F. Stuecker, Karl Stein, Andrew T. Wittenberg, Kyung-Sook Yun, Tobias Bayr, Han-Ching Chen, Yoshimitsu Chikamoto, Boris Dewitte, Dietmar Dommenges, Pamela Grothe, Eric Guilyardi, Yoo-Geun Ham, Michiya Hayashi, Sarah Ineson, Daehyun Kang, Sunyong Kim, WonMoo Kim, June-Yi Lee, Tim Li, Jing-Jia Luo, Shayne McGregor, Yann Planton, Scott Power, Harun Rashid, Hong-Li Ren, Agus Santoso, Ken Takahashi, Alexander Todd, Guomin Wang, Guojian Wang, Ruihuang Xie, Woo-Hyun Yang, Sang-Wook Yeh, Jinho Yoon, Elke Zeller and Xuebin Zhang (2018). ‘El Niño–Southern Oscillation complexity’. *Nature* **559**(7715), 535–545.
- Trenberth, K. E. (1991). ‘Storm Tracks in the Southern Hemisphere’. *Journal of the Atmospheric Sciences* **48**(19), 2159–2178.
- Trenberth, K. E. and Dennis J. Shea (1987). ‘On the Evolution of the Southern Oscillation’. *Monthly Weather Review* **115**(12), 3078–3096.
- Trenberth, K. E. and Julie M. Caron (2000). ‘The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation’. *Journal of Climate* **13**(24), 4358–4365.
- Trenberth, K. E., Grant W. Branstator, David Karoly, Arun Kumar, Ngar-Cheung Lau and Chester Ropelewski (1998). ‘Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures’. *Journal of Geophysical Research: Oceans* **103**(C7), 14291–14324.
- Trenberth, K. E., John Fasullo and Lesley Smith (2005). ‘Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor’. *Climate Dynamics* **24**(7-8), 741–758.
- Valenzuela, R. A. and Rene D. Garreaud (2019). ‘Extreme Daily Rainfall in Central-Southern Chile and Its Relationship with Low-Level Horizontal Water Vapor Fluxes’. *Journal of Hydrometeorology* **20**(9), 1829–1850.
- van der Wiel, K., Adrian J. Matthews, Manoj M. Joshi and David P. Stevens (2016). ‘Why the South Pacific Convergence Zone is diagonal’. *Climate Dynamics* **46**(5-6), 1683–1698.
- Vera, C., Gabriel Silvestri, Vicente Barros and Andrea Carril (2004). ‘Differences in El Niño Response over the Southern Hemisphere’. *Journal of Climate* **17**(9), 1741–1753.
- Viale, M. and Mario N. Nuñez (2011). ‘Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics’. *Journal of Hydrometeorology* **12**(4), 481–507.

- Viale, M., Raúl Valenzuela, René D. Garreaud and F. Martin Ralph (2018). ‘Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America’. *Journal of Hydrometeorology* **19**(10), 1671–1687.
- Vincent, D. G. (1994). ‘The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): A Review’. *Monthly Weather Review* **122**(9), 1949–1970.
- Vásquez R. and Villarroel C. (2018). Homogeneización de Series Diarias de Temperatura y Precipitación para la obtención de Índices Extremos Climáticos en Chile. In ‘1 Workshop de Gestión de Datos de Servicios Climáticos’. Lima, Perú.
- Waliser, D. and Bin Guan (2017). ‘Extreme winds and precipitation during landfall of atmospheric rivers’. *Nature Geoscience* **10**(3), 179–183.
- Wallace, J. M. and David S. Gutzler (1981). ‘Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter’. *Monthly Weather Review* **109**, 784–812.
- Widlansky, M. J., Peter J. Webster and Carlos D. Hoyos (2011). ‘On the location and orientation of the South Pacific Convergence Zone’. *Climate Dynamics* **36**(3-4), 561–578.
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. number v. 91 In ‘International geophysics series’. 2nd ed edn. Academic Press. Amsterdam ; Boston.
- Zhu, Y. and Reginald E. Newell (1998). ‘A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers’. *Monthly Weather Review* **126**(3), 725–735.