

CHAPTER 1

Factores del clima en Chile: Una mirada continental

1.1. Presentación

Tradicionalmente se ha descrito el clima de Chile en forma mas o menos aislada del resto del continente debido a que la cordillera de los Andes actúa como una formidable barrera climática. Mientras al oeste de los Andes subtropicales (20°-35°S) predominan condiciones secas y relativamente frías, al este se observan condiciones mucho mas húmedas y cálidas. Al sur de los 40°S el patrón pluviométrico se invierte, con abundantes precipitaciones y un bosque templado en el sector chileno de la Patagonia que contrasta con la estepa semidesértica en el sector Argentino.

Sin embargo, los factores que controlan el clima de Chile tienen de escala continental y tanto su origen como variabilidad dependen en parte de las condiciones sobre el resto de Sud América y los océanos adyacentes. En efecto, tanto el anticiclón subtropical del Pacífico SE como el Alta de Bolivia son modulados por la convección húmeda sobre el interior del continente, mientras que el cinturón de los oestes en latitudes medias es profundamente modificado por la cordillera de los Andes. En este capítulo describimos en detalle estos tres elementos con énfasis en los mecanismos físicos que explican su existencia y su relación con el clima regional. Para esto comenzaremos con una visión general del campo de precipitación y la circulación de gran escala sobre Sud América y luego describiremos en mayor detalle los elementos mencionados. Una visión mas general del clima de Sud América, incluyendo sus rasgos tropicales y extratropicales, se presenta en las monografías de Satyamurty et al. (1998) y Garreaud & Aceituno (2007), en tanto una descripción tradicional del clima de cada país es presentado por Schwerferger and Landsberg (1976).

1.2. El campo de Precipitación y Viento sobre Sud América

La figura 2.1 muestra el promedio climatológico de precipitación para cada trimestre del año (Verano: DEF, Otoño: MAM, Invierno: JJA, Primavera: SON), obtenidos mediante una combinación de observaciones en estaciones de superficie (sobre el continente) y estimaciones satelitales (sobre los océanos) entre 1979 y 2005. En cada panel se ha superpuesto el promedio

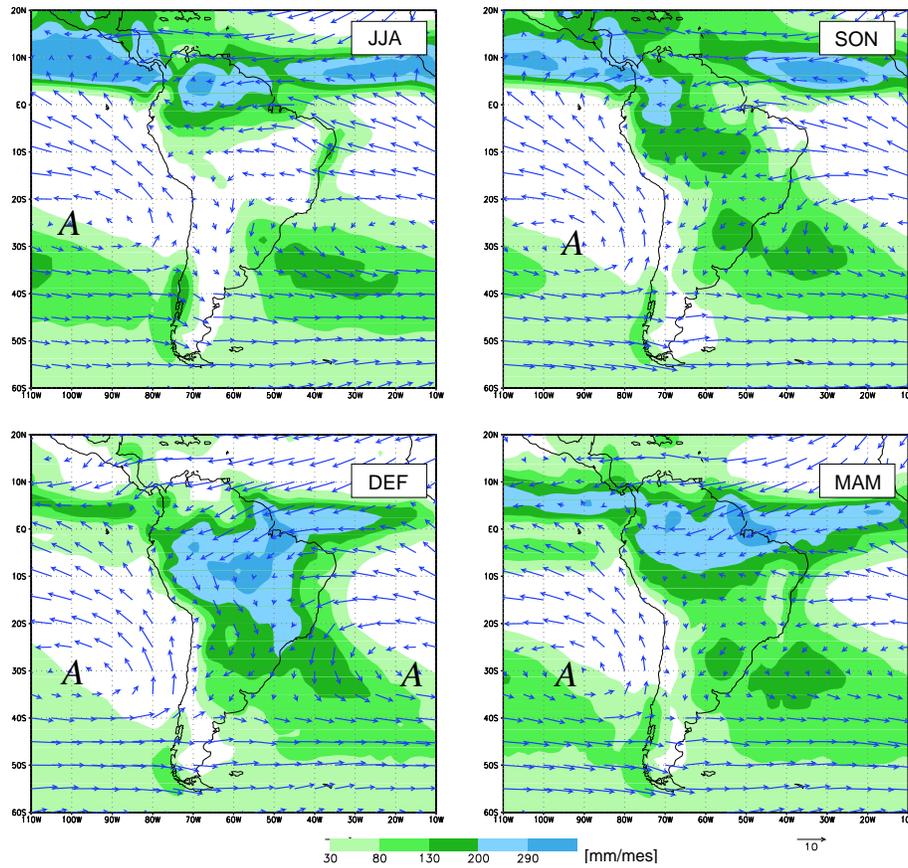


Figura 2.1. Promedios climatológicos trimestrales (JJA: Junio-Julio-Agosto,...) del campo de precipitación (colores) y viento en 925 hPa (flechas). La escala de color y viento son común a todos los paneles. Las letras A indican la posición de los anticiclones en superficie.

estacional del viento en el nivel de 925 hPa (cerca de 1.5 km sobre el nivel del mar) obtenido de los reanálisis atmosféricos del NCEP/NCAR (*ref1*) empleando una representación vectorial. En forma similar, la Fig. 2.2 muestra los promedios estacionales de precipitación junto al viento en el nivel de 300 hPa (unos 10 km sobre el nivel del mar) pero en este caso se han empleado líneas de corriente que permiten una mejor visualización del flujo en latitudes bajas.

Aunque existen variaciones estacionales importantes, es posible distinguir regiones de intensa precipitación que persisten durante todo el año: (i) la zona de convergencia intertropical (ZCIT) sobre el Pacífico y Atlántico ecuatorial, (ii) un área de posición variable sobre el interior del continente, (iii) la zona de convergencia del Atlántico sur (ZCAS, *Ref4*), y (iv) una banda

sobre el Pacífico sur con orientación NW-SE que intercepta el cono sur de América y eventualmente continua sobre el Atlántico sur donde en algunas estaciones se mezcla con la SACZ. La figura 2.1 también muestra dos regiones con ausencia de precipitaciones durante todo el año: buena parte de los océanos subtropicales, incluyendo la costa oeste de Sud América, y la Patagonia Argentina al este de los Andes del sur. Describiremos en primer lugar las regiones de máxima precipitación y los rasgos de circulación de gran escala que justifican su existencia, en tanto la existencia de las zonas áridas se explica más adelante.

La ZCIT es una banda orientada en dirección este-oeste que se extiende a lo largo de la mayor parte de los océanos ecuatoriales y que resulta de la convergencia en niveles bajos de los vientos Alisios que soplan del NE y SE (Fig. 2.1). La convergencia de los Alisios se compensa con el ascenso de masas de aire, las que en virtud de su gran contenido de humedad alcanzan rápidamente la saturación formando la nubosidad cumuliforme (CuNi) e intensas precipitaciones (~ 300 mm/mes) que caracterizan a la ZCIT. La posición latitudinal promedio de la ZCIT es coincidente con un mínimo de presión en superficie y tiende a seguir a la zona que recibe el máximo de radiación solar. Sin embargo, la inercia térmica del océano e interacciones océano-atmósfera cerca de la costa hacen que la marcha anual de la ZCIT sea más complicada. En particular, ZCIT sobre el Pacífico oriental es más intensa y alcanza su posición más boreal (10°N) durante Julio-Agosto y luego comienza su marcha hacia el sur alcanzando su posición más austral (aun al norte del ecuador, *Ref2*) a comienzo del otoño austral.

El máximo de precipitación sobre áreas continentales también tiene una naturaleza convectiva pero es un rasgo diferente a la ZCIT. En promedio, la convergencia en niveles bajos sobre el continente es menos marcada que su contraparte oceánica y la ocurrencia de precipitación continental es controlada por factores termodinámicos. Consistente con la menor inercia térmica del continente, el área de máxima precipitación exhibe un marcado ciclo anual (*Ref3*). Durante el invierno austral el máximo de precipitación se ubica al norte del ecuador, casi en línea con la ZCIT. Hacia fines de Octubre hay una rápida migración de la zona de convección hacia el sur marcando el inicio de lo que actualmente se denomina como el Monzón de Sud América. La precipitación convectiva alcanza su máxima intensidad y extensión en DEF abarcando desde la zona central de la Amazonia hasta el sur de Brasil y norte de Argentina. En esta época del año, la convección sobre el continente se asocia además con la ZCAS, una banda de alta precipitación y marcada convergencia en niveles bajos que se extiende en diagonal desde la costa del sur de Brasil hacia el Atlántico sur. Durante el otoño, el área de máxima precipitación retorna gradualmente al norte del continente y se desacopla de la ZCAS.

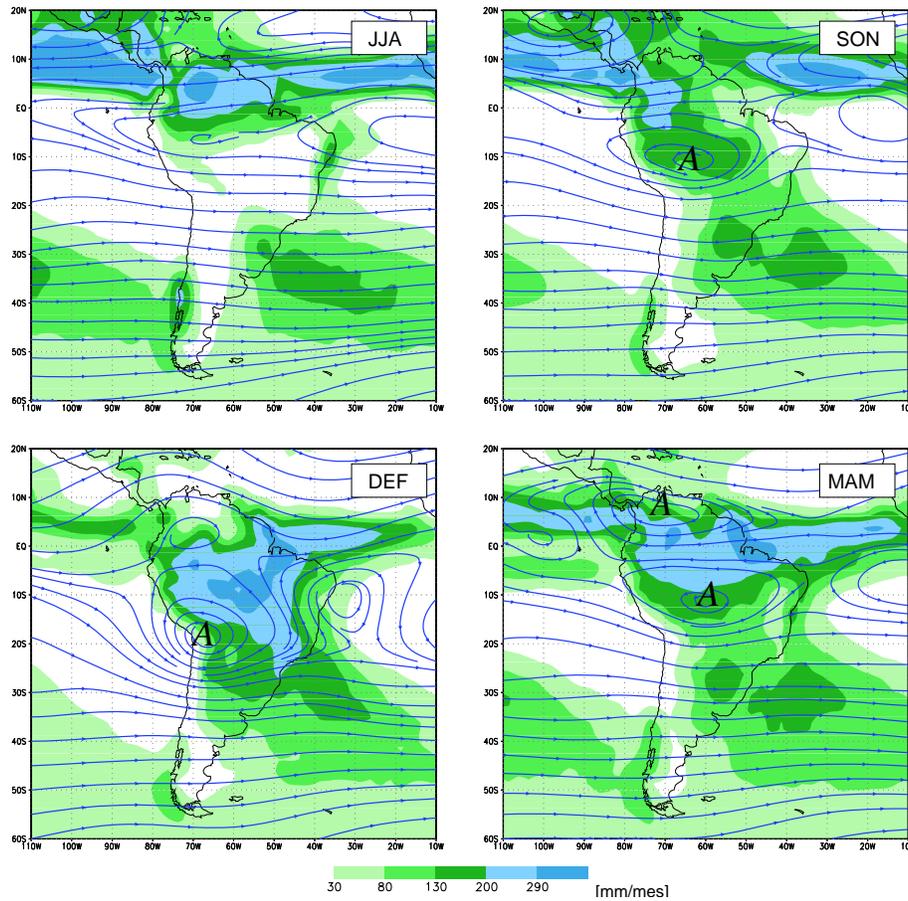


Figura 2.2. Promedios climatológicos trimestrales (JJA: Junio-Julio-Agosto,...) del campo de precipitación (colores) y viento en 300 hPa (líneas de corriente). La escala de color es común a todos los paneles. Las letras A indican la posición de los anticiclones en altura.

Los promedios estacionales de precipitación también muestran una banda de precipitación moderada extendiéndose desde el Pacífico sur hacia el continente en torno a los 45°S . En esta región, la precipitación es más estable, producida por nubes profundas pero de tipo estratiforme (NiSt) que se desarrollan a lo largo de frentes fríos y cálidos en torno a centros de baja presión en superficie. Como vimos en la Capítulo 1.X, las depresiones en superficie son a su vez parte integral de las perturbaciones baroclinicas que pueblan las latitudes medias desplazándose hacia el este en los corredores de tormentas, cuya posición media sigue el máximo de viento del Oeste en la troposfera media y alta. La precipitación extratropical exhibe un ciclo anual modesto, aun cuando se puede distinguir que la banda de precipitación extratropical se expande hacia el norte hasta unos 35°S durante el invierno austral y luego se

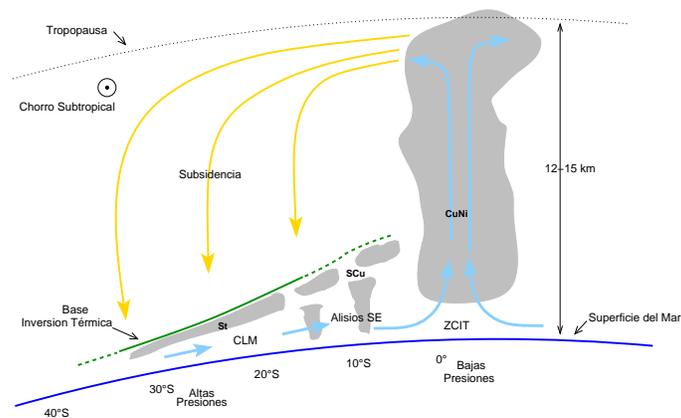


Figura 2.3. Corte esquemático latitud-altura de la circulación atmosférica a lo largo del Pacífico sur cerca de la costa oeste de Sud América. La línea verde continua indica la posición media de la base de la inversión térmica en aquellas latitudes donde persiste gran parte del tiempo (>70% de los días), mientras que la línea segmentada indica un carácter más episódico de la inversión térmica. En negrita se indica el tipo prevalente de nubes.

retracta hacia el sur durante el verano. La circulación del oeste en latitudes medias no solo genera el máximo pluviométrico en el cono sur de América sino que también interactúa con el régimen de precipitación convectiva en latitudes bajas. El viento del oeste soplando desde el Pacífico importa aire frío al extremo sur del continente (efecto de ventilación) limitando así la extensión meridional del monzón Sudamericano hasta los 30°S durante el verano en tanto las perturbaciones migratorias contribuyen a la mantención de la ZCAS en todas las estaciones del año.

1.3. El Anticiclón del Pacífico y el Desierto de Chile-Perú

Como describimos en la sección anterior, los Alisios del NE y SE experimentan una fuerte convergencia sobre la ZCIT generando un vigoroso ascenso de las parcelas de aire hasta que encuentran la tropopausa tropical a unos 15 km de altura. Se produce así divergencia en la troposfera alta y las parcelas de aire se alejan de la banda ecuatorial hacia latitudes subtropicales de ambos hemisferios. En su viaje hacia latitudes más altas, las parcelas se van enfriando y lentamente comienzan a descender. Esta subsidencia atmosférica se extiende desde el borde de la ZCIT hasta unos 30-35° de latitud en ambos hemisferios y mantiene presiones relativamente altas a nivel del mar en la zona subtropical. Desde los anticiclones subtropicales, centrados alrededor de los 30° de latitud, se originan los vientos alisios que finalmente convergen sobre la ZCIT formando la Celda de Hadley, un sistema de circulación cerrada en cada hemisferio esquematizado en la Figura 2.3.

En un planeta sin continentes se observaría una ZCIT y una banda de altas presiones subtropicales completamente uniforme alrededor del globo. La presencia de masas continentales en latitudes subtropicales altera significativamente esta condición, pues el calentamiento superficial (en especial durante el verano) hace caer las presiones y sustituye la subsidencia de gran escala por ascenso y convección sobre la parte central del continente. En el caso de Sud América, esta interrupción se refleja en la existencia de sendos anticiclones sobre el Pacífico y el Atlántico subtropical (Fig. 2.1).

Al igual que otros rasgos de la circulación general, el anticiclón subtropical del Pacífico exhibe una marcha anual en la dirección norte-sur. Durante el verano (invierno) austral el centro del anticiclón alcanza los 33°S (27°S) y las altas presiones dominan hasta los 42°S (35°S). Las máximas presiones en el centro del Anticiclón se alcanzan a fines de invierno. En longitud, el centro del anticiclón se ubica relativamente cerca de las costas de Sud América, en torno a los 90°W (Box 1), de manera que el viento en niveles bajos es predominantemente paralelo a la costa desde el centro-sur de Chile hasta el norte del Perú. El esfuerzo que ejerce el viento sobre la superficie del océano produce un transporte de masa mar adentro en el océano (deriva de Ekman) forzando la surgencia (afloramiento) de aguas frías en la zona costera las cuales son posteriormente transportadas hacia mar abierto por la circulación media y torbellinos en el océano (*Ref5*). El aire frío producto del contacto con la superficie del mar y la presencia de aire cálido más arriba (debido a la subsidencia de gran escala) generan una fuerte inversión térmica de subsidencia sobre el sector subtropical del Pacífico SE. La base de la inversión se ubica entre los 500 y 1500 m dependiendo del lugar (Fig. 2.3, ver también Capítulo IV-2) y bajo ella se encuentra la Capa Límite Marina (CLM). La CLM está total o parcialmente mezclada y la turbulencia en su interior transporta parcelas de aire con alto contenido de vapor de agua hacia arriba manteniendo nubes estratiformes (SCu) en su tope. La cubierta de SCu sobre el Pacífico SE es muy persistente y extensa, y su desplazamiento norte-sur a través del año (Fig. 2.4) está dictado por el ciclo anual de la estabilidad de la troposfera baja definida como la diferencia de temperatura potencial entre 700 hPa y la superficie. Debido al gran albedo y baja altura de las nubes, esta cubierta enfría el sistema planetario (*Ref6*).

Desde un punto de vista hidrológico, las extensas regiones oceánicas bajo los anticiclones subtropicales presentan un mínimo de precipitación y un máximo de evaporación (en los bordes occidentales de los continentes tanto la precipitación como evaporación son cercanos a cero). Casi la totalidad del vapor de agua que se carga en los Alisios durante su recorrido sobre los océanos subtropicales precipita en la ZCIT, de forma que el aire que desciende sobre los subtropicos es extremadamente seco. Adicionalmente, el aire subsidente aumenta su temperatura -debido a la compresión adiabática- lo cual hace

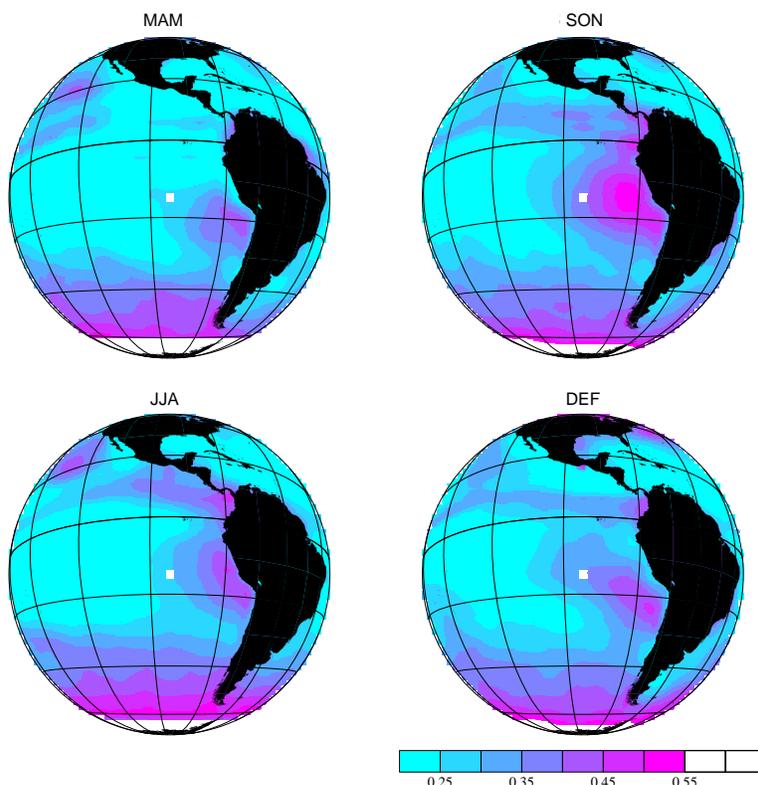


Figura 2.4. Promedios climatológicos trimestrales (JJA: Junio-Julio-Agosto,...) del albedo sobre el Pacífico sur oriental. Los valores altos (bajos) de albedo indican una mayor (menor) presencia de nubes tipo estratos y estrato-cúmulos.

disminuir su humedad relativa a valores cercanos al 10% y aumenta la estabilidad de la troposfera (la estabilidad es máxima en la capa de inversión térmica). En particular, la existencia del desierto de Chile-Perú entre los 30°S y 5°S, se explica en gran parte por la sequedad y estabilidad que genera el anticiclón subtropical, aunque factores locales asociados a la topografía también contribuyen a su hiper-aridez. La cordillera de los Andes presenta un obstáculo infranqueable para el aire húmedo al este de la cordillera, en tanto la existencia de un farallón costero -con su tope coincidente con la CLM- limita la entrada de aire húmedo desde el oeste hacia el desierto (*Ref8*). Adicionalmente, la pendiente andina induce circulaciones térmicas que comprimen aun mas la CLM durante el día, precisamente cuando las brisas mar-continente podrían transportar vapor hacia el desierto (ver detalles en Capítulo IV-2).

1.4. El Alta de Bolivia y la Convección Altiplanica

Como se observa en los campos promedio de viento en 300 hPa (Fig. 2.2), la circulación en altura sobre el sector tropical del continente (20°S-0°N) exhibe

marcadas diferencias estacionales. Este sector es dominado por vientos del oeste débiles y relativamente uniformes durante el invierno, pero a medida que transcurre la primavera se desarrolla una circulación anticiclónica al sur del ecuador, la que alcanza su máxima intensidad y posición más austral (con su centro a 17°S - 67°W) en los meses de verano (DEF). Esta circulación en altura se denomina Alta de Bolivia y es un rasgo de gran escala característico del Monzón Sud Americano, evidente en promedios mensuales y también en mapas diarios (Capítulo IV-6) aunque con cierta variabilidad en su posición e intensidad. Inmediatamente al este del Alta de Bolivia se observa una vaguada sobre el NE de Brasil, de gran importancia para el clima de esa región. En los meses de otoño, el Alta de Bolivia se debilita notoriamente y en invierno aparece un nuevo anticiclón en altura al norte del ecuador.

Estudios basados en modelación numérica de la atmósfera han revelado que el Alta de Bolivia es la respuesta dinámica al calentamiento de la troposfera media y alta sobre el interior del continente producto de la convección húmeda en esta región. Cada torre de CuNi calienta su entorno debido la compresión adiabática de la subsidencia que compensa el ascenso dentro de la nube, lo que en forma agregada expande la troposfera sobre la cuenca Amazónica y genera un centro de alta presión en altura. El desplazamiento del centro de la Alta hacia el SW en relación a la región de máxima precipitación es una consecuencia de la rotación terrestre (*Ref7*).

El calentamiento diabático (calor sensible y latente) sobre los Andes centrales (15 - 25°S) no parece esencial para la mantención de la Alta de Bolivia, aunque los Andes juegan un papel indirecto organizando la circulación y precipitación sobre el interior del continente. Por otra parte, la presencia del Alta de Bolivia resulta esencial para la ocurrencia de precipitación de verano sobre los Andes centrales, y en particular sobre el Altiplano Sud Americano. En efecto, el establecimiento del Alta de Bolivia induce un flujo del E en la troposfera media el cual transporta vapor de agua desde el interior del continente hacia el Pacífico, alimentando tormentas convectivas sobre el Altiplano entre los meses de Noviembre y Marzo. Durante el resto del año los Andes centrales solo reciben aire seco proveniente de la troposfera media y alta sobre el Pacífico (el aire húmedo sobre el Pacífico SE esta confinado en la CLM bajo los 1000 m sobre el mar) y se observa una ausencia casi completa de precipitaciones salvo por pequeños montos asociados al infrecuente paso de bajas segregadas que se han desprendido del flujo del oeste en latitudes mas altas.

1.5. El Corredor de Tormentas y las Precipitaciones en el Sur

La figura 2.5 muestra los campos de presión y precipitación para una secuencia de 4 días de invierno, en la cual es evidente la migración hacia el este de las perturbaciones extratropicales. Gran parte de la circulación asociada a estas perturbaciones se cancela al considerar promedios temporales más

de una semana, de manera que su existencia no es evidente en los mapas promedio estacionales correspondientes (Figs. 2.1 y 2.2).

La distribución espacial de la actividad sinóptica se visualiza en mapas de la varianza de la circulación, como el presentado en la Fig. 2.6 para la velocidad meridional en 300 hPa donde el anillo de valores máximos indica la posición del corredor de tormentas. La posición latitudinal de este corredor determina en gran parte el máximo pluviométrico extratropical y, a su vez, tiende a coincidir con el máximo de viento zonal medio en la columna troposférica. En una región determinada, la relación entre precipitación / actividad sinóptica y viento zonal promedio se debe a que en la medida que el flujo aumenta su magnitud también crece la posibilidad de que el flujo se inestabilice y de lugar a una perturbación migratoria.

Para describir en mayor detalle la relación entre los ciclos anuales de la circulación y precipitación, la Fig. 2.7 muestra un corte latitud-tiempo a lo largo de 80°W (algunos cientos de km al oeste de la costa Chilena) del promedio de precipitación y viento zonal a 300 y 925 hPa. En la troposfera alta es posible distinguir una franja de fuertes vientos del oeste (sobre $25\text{ m/s} = 90\text{ km/h}$) que indica la posición de la corriente en chorro en altura cerca de la costa occidental de Sud América. Esta corriente en chorro en la troposfera alta se origina en la desviación que produce la rotación terrestre sobre las parcelas de aire que divergen de la zona ecuatorial. Consecuentemente, el chorro del oeste alcanza su posición más austral en los meses de verano para luego moverse hacia latitudes subtropicales en invierno. En la troposfera baja también existe una banda bien definida con fuertes viento del oeste (unos $10\text{ m/s} = 35\text{ km/h}$) que en este caso indica la posición donde el cinturón de los oeste intercepta la costa oeste de Sudamérica, la cual se mantiene entre los $45\text{-}55^{\circ}\text{S}$ a lo largo de todo el año. La magnitud de los oeste en el entorno de Sud América exhibe un conspicuo mínimo a fines de otoño / comienzos de invierno. El viento promedio en la columna troposférica exhibe un comportamiento intermedio entre lo observado en 925 y 300 hPa (Fig. 2.7b).

Consistente con la marcha anual del viento zonal promedio en la columna, las mayores precipitaciones (sobre 70 mm/mes) a lo largo de la costa Chilena ocurren en una banda bien definida entre los 45° y 55°S durante todo el año, generando el máximo pluviométrico en la zona sur-austral del país. Entre Mayo y Agosto, la banda de precipitaciones se expande hacia latitudes subtropicales (35°S), produciendo las precipitaciones de invierno en Chile central. Es conveniente enfatizar que la precipitación extratropical tiene un carácter episódico asociado al paso de sistemas frontales, y aun durante invierno y en la zona sur del país, los periodos lluviosos se alternan con periodos secos de varios días de duración en un ritmo cuasi-semanal.

La banda extratorpical de precipitaciones es modificada sobre el cono sur del continente debido a la presencia de la cordillera de los Andes que mantiene

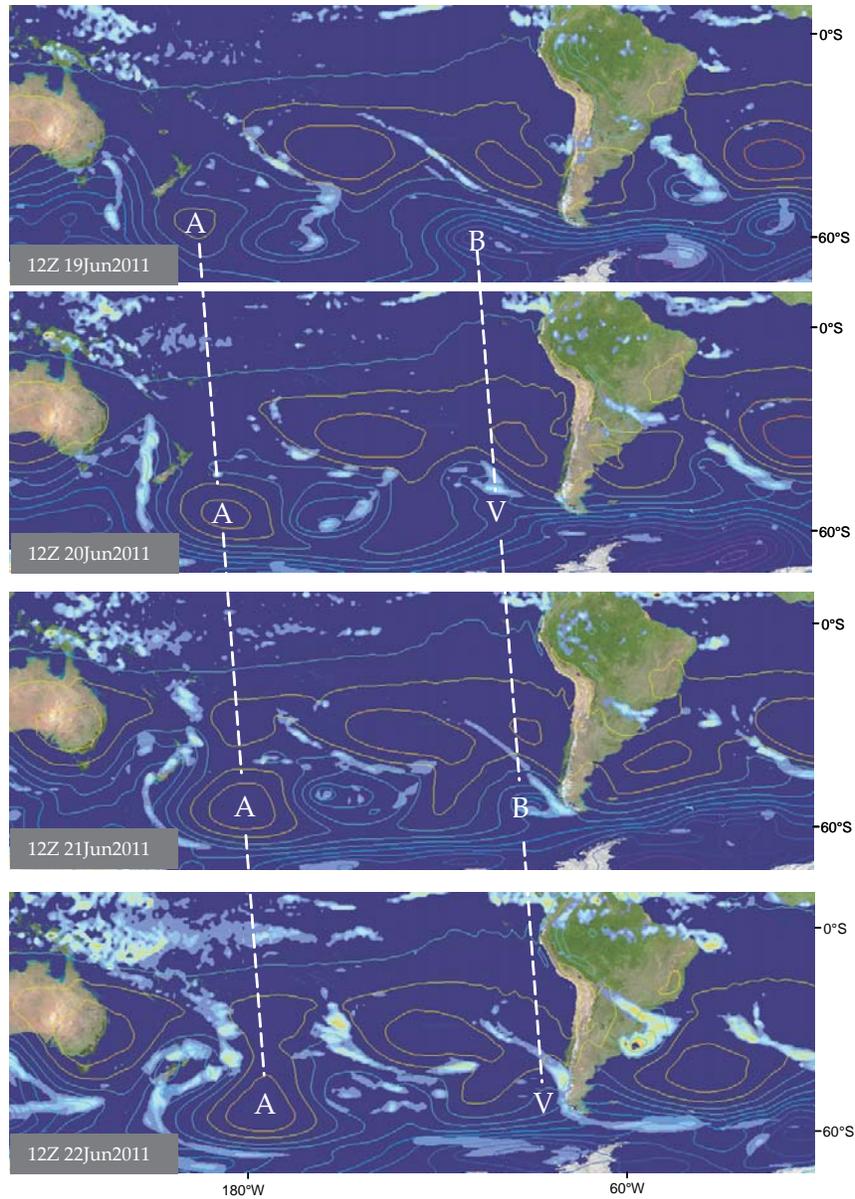


Figura 2.5 Mapas de presión a nivel del mar durante una secuencia de 4 días de invierno. Los contornos están cada 5 hPa, con colores cálidos (fríos) sobre (bajo) 1000 hPa. Las letras A y B identifican un centro de alta y baja presión respectivamente, y las líneas segmentadas muestran su progresión hacia el este a un 5 m/s. (En algunos días el mínimo de presión cerca del sur de Chile no alcanza a cerrarse y se indica con una T). Los sombreados indican precipitación (hasta 50 mm/día), que en latitudes medias es producto de los sistemas frontales en conexión a los centros de baja presión.

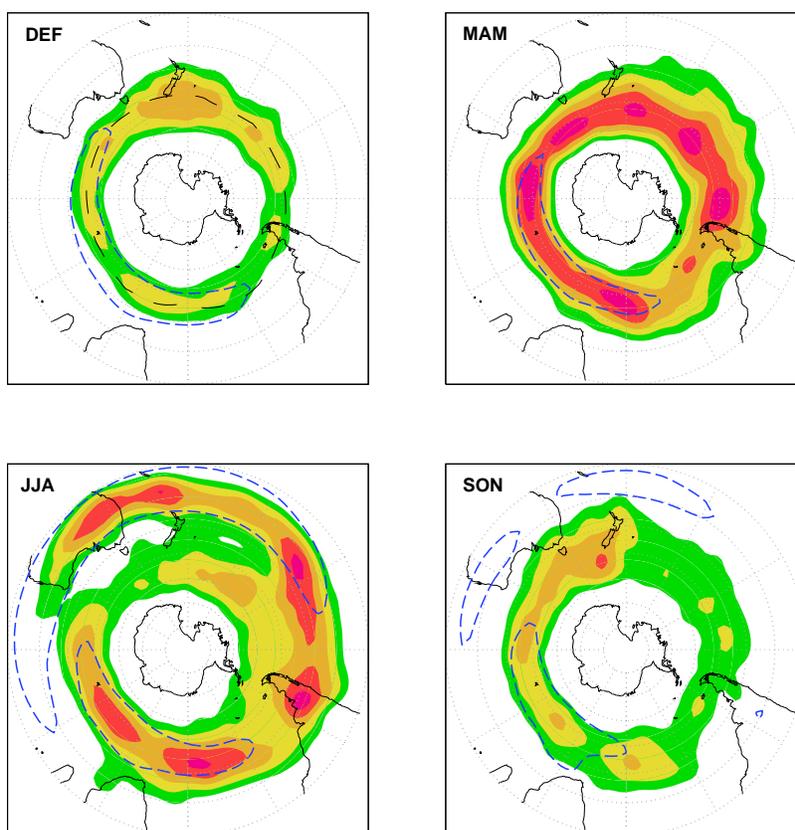


Figura 2.6. Valores climatológicos a nivel trimestrales (DEF: Diciembre, Enero, Febrero,...) del campo de varianza de la velocidad meridional en 300 hPa (colores), indicativo del corredor de tormentas. Las líneas segmentadas encierran regiones donde la velocidad zonal promedio excede los 30 m/s.

una altura promedio sobre los 1000 m entre los 40° y 55°S (Fig. 2.7). Al oeste de los Andes existe un máximo pluviométrico con valores que superan los 3000 mm/año, aproximadamente el doble de la precipitación estimada sobre el océano unos 500 km viento arriba (es decir, hacia el oeste). Este aumento de precipitación respecto a la condición oceánica es producto del ascenso forzado de las masas de aire húmedo sobre la ladera occidental de la cordillera de los Andes, el cual intensifica el proceso enfriamiento-saturación-precipitación. Inmediatamente al este de los Andes la precipitación cae por debajo de los 300 mm/año, de manera que la precipitación disminuye en un factor 10 en menos de 500 km. La aridez de la Patagonia Argentina es consecuencia de la eficiencia con que la precipitación orográfica extrae la humedad de las masas de aire provenientes del Pacífico y al secamiento que experimenta el aire en su descenso sobre la ladera oriental de los Andes del sur.

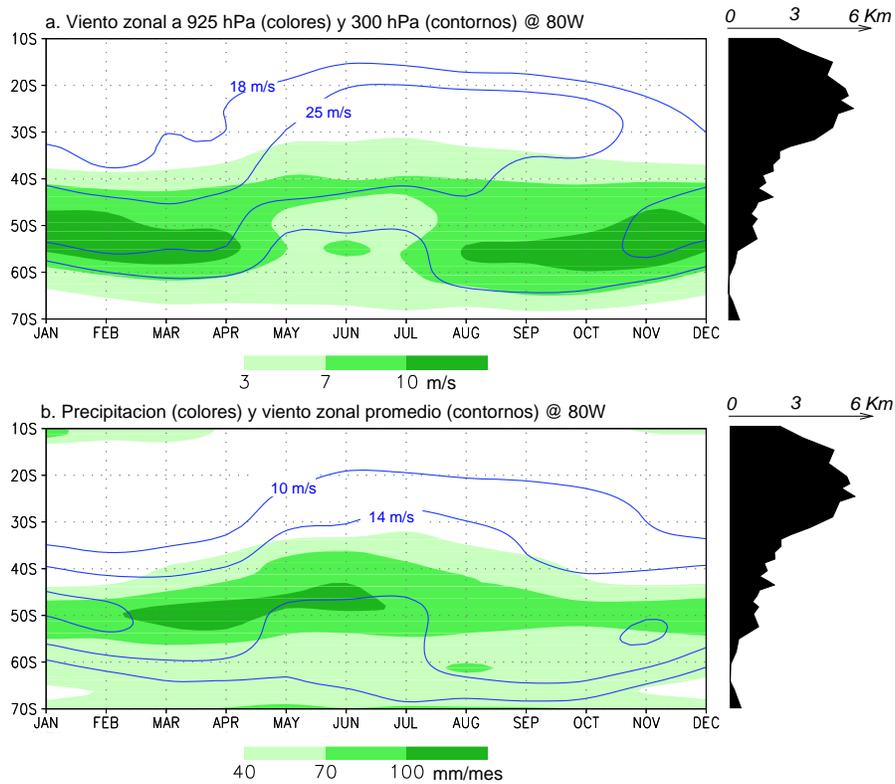


Figura 2.7. Cortes latitud-tiempo de los promedios mensuales de circulación y precipitación a 80°W (algunos cientos de Km al oeste de la costa occidental de Sud América). (a): Viento zonal en 925 hPa (colores) y 300 hPa (contornos). (b) Precipitación (colores) y viento zonal promediado en la columna troposférica (1000-200 hPa). El área en negro a la derecha representa el perfil topográfico de la cordillera de los Andes.

La presencia de los Andes no solo tiene un efecto local sobre la precipitación patagónica sino que también modifica también la estructura y evolución de los sistemas del tiempo que cruzan el continente con implicancias en la distribución de la precipitaciones en latitudes subtropicales. En particular, los anticiclones post-frontales son "canalizados" hacia el norte inmediatamente al este de los Andes produciendo bandas de precipitaciones e incursiones de aire frío que llegan a latitudes subtropicales e incluso tropicales. En contraste, a lo largo de la costa oeste del continente, los frentes fríos activos (es decir, los que producen precipitaciones y cambios de temperatura significativo) rara vez se observan al norte de Chile central (35°S). Este comportamiento es comúnmente justificado por la presencia del anticiclón "semi-permanente" del Pacífico, pero en gran parte obedece a un efecto mecánico instigador por la cordillera de los Andes. Como se explica en capítulo III-3, la propagación hacia el norte del anticiclón postfrontal produce vientos del este a lo largo de la vertiente occidental de los Andes que calienta

la troposfera baja y deprimen el domo de aire frío, con un marcado efecto frontolítico. En consecuencia, la cordillera de los Andes modifica de manera muy significativa la banda de precipitaciones extratropicales asociada al corredor de tormentas generando: (a) un máximo pluviométrico al oeste de los Andes australes, (b) un mínimo pluviométrico al este de los Andes australes, y (c) una transición pluviométrica muy marcada sobre Chile central, desde condiciones lluviosas al sur de los 35°S a condiciones muy secas al norte de los 30°S .

Box 1

En relación a su posición en longitud, el centro del anticiclón subtropical del Pacífico sur no se ubica en la parte central de esta cuenca oceánica sino que muy cercano a la costa Sud Americana (alrededor de los 90°W). Esta asimetría zonal es explicada por varios factores. Uno de ellos es la ocurrencia de convección sobre el interior del continente durante los meses de verano, debido a que el ascenso de aire en el Monzón Sudamericano se compensa en gran parte por subsidencia sobre el Pacífico SE, reforzando así las altas presiones en este sector. Un segundo mecanismo es la subsidencia forzada por la cordillera de los Andes al interceptar el flujo del oeste en latitudes subtropicales y extratropicales. Un tercer mecanismo involucra una compleja retroalimentación entre la circulación atmosférica, el océano y la nubosidad. Como notamos anteriormente, la presencia del anticiclón es responsable de la persistente y extensa cubierta de SCu. La reflexión de radiación solar y pérdida de radiación infrarroja en el tope de esta cubierta induce un enfriamiento de la troposfera baja la cual debe ser compensada por subsidencia adicional, reforzando así el anticiclón del Pacífico.