

Climatología de Chile

José Rutllant y René D. Garreaud

CHAPTER 1

Depresiones Costeras en Chile Central

1.1. Introduction

En los capítulos precedentes hemos transitado desde los sistemas del tiempo atmosférico característicos de las latitudes medias, que se desplazan desde el Pacífico abierto en ritmos cuasi-semanales, a sistemas del mismo origen y escala que los anteriores pero que adquieren un carácter cuasi-estacionario por la profunda influencia que sobre ellos ejercen las masas continentales. (Cuales son estos últimos?). En este capítulo describiremos las depresiones costeras, un fenómeno de menor escala espacial, pero que también presenta una periodicidad cuasi-semanal debido a que tienen su origen en la interacción de los sistemas precedentes con las cordilleras de los Andes y de la costa. Estas depresiones pueden ser denominadas como bajas costeras o vaguadas costeras según tengan o no un centro cerrado de mínima presión en la [carta de superficie](#) (En algunos casos puede existir efectivamente un mínimo local en el campo de presión, pero el intervalo de dibujo de las isobaras no alcanza a representarlo, por lo que la distinción entre bajas y vaguadas es sutil).

Aunque los cambios de tiempo asociados a la evolución de una depresión costera no son tan dramáticos como los asociados al paso de un sistema frontal, existen varios fenómenos observables y fácilmente identificables que caracterizan estas depresiones. Como en la zona centro-norte de Chile el paso de sistemas frontales activos es además relativamente infrecuente, las depresiones costeras tienen un gran impacto en la meteorología de esta zona. Estos fenómenos observables incluyen abruptos cambios en (a) el viento y nubosidad en la costa, (b) las temperaturas máximas y condiciones de ventilación en los valles de la depresión intermedia (en particular, en la cuenca de Santiago), y (c) el viento y humedad en los cajones cordilleranos. La Figura 1 ilustra estos cambios mediante [series de tiempo](#) de algunas variables relevantes durante un evento característico ocurrido en Junio del 200X.

El resto de este capítulo está organizado de la siguiente manera. En la sección 2 se describe el escenario sinóptico que acompaña la evolución de una depresión costera. En la sección 3 se presenta un modelo conceptual de estos fenómenos. En la sección 4 se describe en mayor detalle los fenómenos observables que acompañan a las depresiones costeras. En la sección 5 se comentan algunas anomalías extremas.

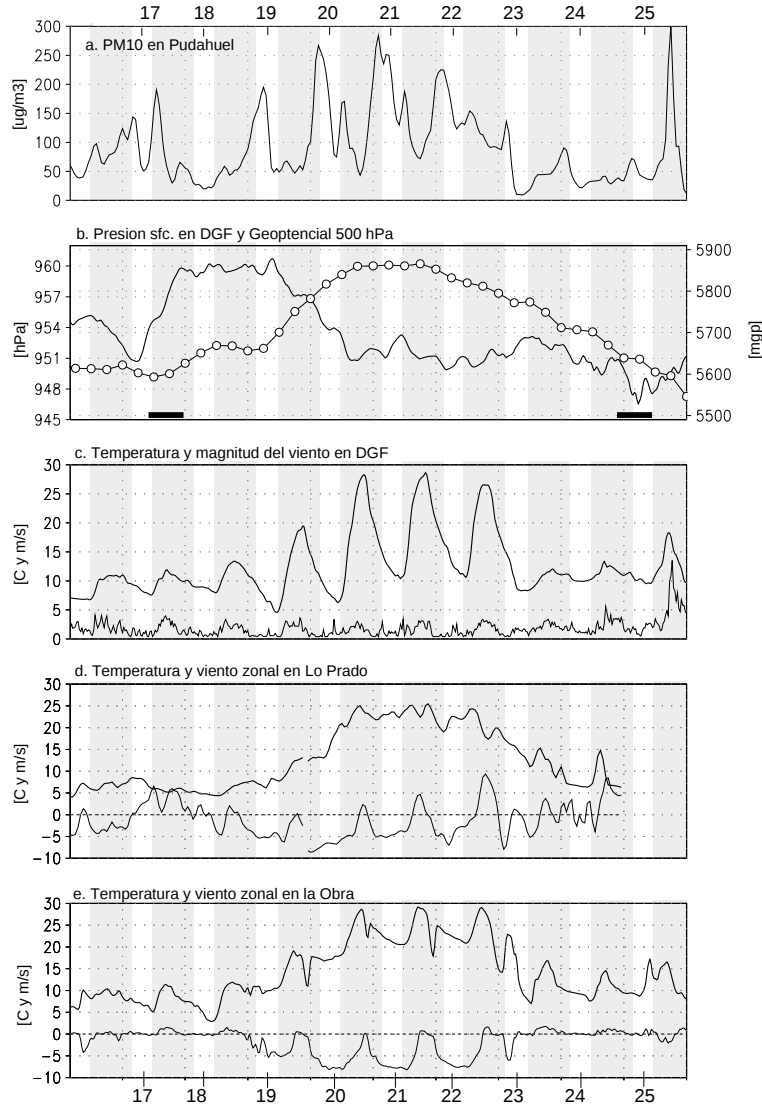


Figure 1. Long-term-mean surface winds (arrows, scale at the bottom, upper row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, upper row) for spring-summer (September to February) using (a) QuikScat data (2000-2005), (b) PRECIS R20C simulation (1961-1990), and (c) PRECIS RA2 simulation (2071-2100). Hatched area in panel (a) indicates no QuikScat data. Panel (d) shows the surface wind (arrows, scale at the bottom, lower row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, lower row) *difference* between PRECIS simulations A2 minus R20C.

1.2. Escenario sinóptico

En esta sección describiremos en forma sucinta las condiciones de [escala sinóptica](#) que acompañan el desarrollo de una baja costera. Se define la

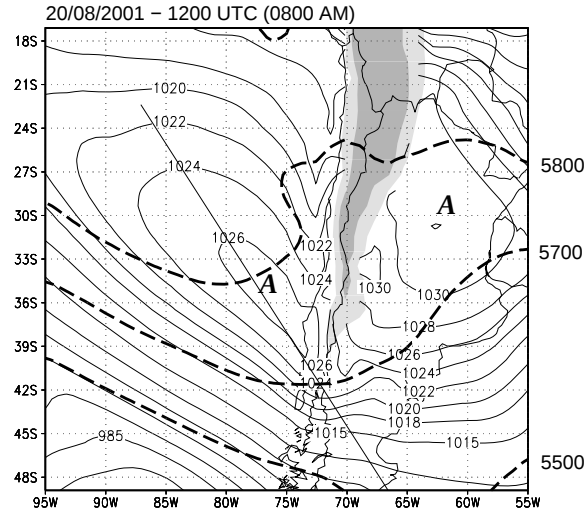


Figure 1. Long-term-mean surface winds (arrows, scale at the bottom, upper row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, upper row) for spring-summer (September to February) using (a) QuikScat data (2000-2005), (b) PRECIS R20C simulation (1961-1990), and (c) PRECIS RA2 simulation (2071-2100). Hatched area in panel (a) indicates no QuikScat data. Panel (d) shows the surface wind (arrows, scale at the bottom, lower row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, lower row) *difference* between PRECIS simulations A2 minus R20C.

culminación de una depresión costera como el momento en que se alcanza el mínimo de presión en la costa de Chile central. Los 3-4 días previos a la culminación corresponden a la fase de desarrollo de la depresión (presión superficial disminuyendo), mientras que los días siguientes a la culminación corresponden a la fase de termino o llenado de la depresión. La figura 1 muestra la evolución de la presión en la estación Santo Domingo (33°S, 72°W, 30 m), de la cual se infiere que en este evento la culminación ocurrió alrededor del mediodía del día XX. Para este instante, la Fig. 2c muestra la [presión a nivel del mar](#) sobre el cono sur de América. La depresión costera corresponde al centro de baja presión frente a la costa de Chile centro-norte con valores mínimos levemente por debajo de 1016 hPa. Es importante destacar que el área encerrada por esta isobara se extiende unos 1500 km en la dirección norte-sur (desde los 23°S a 36°S), pero solo unos 500 km desde la ladera occidental de los Andes hacia el océano Pacífico, un rasgo asimétrico que presentan las depresiones costeras en la mayoría de los casos.

El resto del dominio en la Fig. 2c se encuentra bajo altas presiones. Examinando la secuencia de cartas de superficie algunos días antes y después de la culminación (resto de los paneles en Fig. 2) es evidente que la evolución sinóptica está caracterizada por el paso de un [anticiclón migratorio](#) en latitudes medias. Inicialmente esta alta migratoria se acopla con el [anticiclón subtropical del Pacífico SE](#) (Fig. 2a) y luego se desplaza hacia el territorio

Argentino donde experimenta una rápida extensión hacia el norte inmediatamente al este de la cordillera de los Andes (Figs. 2b-c). En particular, en el momento de su culminación, la depresión costera separa el anticiclón subtropical del Pacífico de la alta migratoria cuyo centro ya se encuentra sobre Argentina.

Consistente con el dominio de las altas presiones en superficie, la circulación en la troposfera media esta dominada por una **dorsal** cálida durante la etapa de desarrollo de la depresión costera (Fig. 2). En este y la mayoría de los casos, el **eje de la dorsal** tiene dirección N-S o una leve inclinación NW-SE, de modo sobre el tope de los Andes de Chile central (alrededor de los 5000 m de altura) predominan vientos ligeros del W o SW. La culminación de la depresión costera ocurre tiende a ocurrir en forma simultánea con el paso del eje de la dorsal sobre la cordillera de los Andes, por lo que durante su desarrollo la presión en superficie disminuye mientras que la presión (o geopotencial) en la troposfera media aumenta.

En la etapa de termino de la depresión costera (Fig. 2d), comienza a aparecer un **centro de baja presión** en latitudes medias sobre el Pacífico SE en concierto con la aproximación de una **vaguada** en altura. A medida que la depresión extratropical se aproxima al continente, la presión en la costa de Chile central también comienza a disminuir, esta vez en fase con la evolución del geopotencial en la troposfera media (Fig. X). Una vez que la depresión extratropical y su frente asociado cruzan hacia Argentina, se aproxima un nuevo anticiclón migratorio / dorsal en altura, reiniciándose la etapa de desarrollo de una depresión costera.

1.3. Modelo Conceptual

De la descripción sinóptica anterior resulta evidente que la evolución de una depresión costera sobre Chile central no es un fenómeno aislado sino que esta íntimamente ligada al paso de un anticiclón migratorio / dorsal en altura sobre el cono sur de América, los cuales a la vez forman parte integral de las **ondas baroclinicas** en latitudes medias. La pregunta que surge entonces es como una condición anticiclónica de gran escala produce una caída de presión sobre Chile central. En esta sección sintetizamos estos mecanismos mediante un modelo conceptual del desarrollo y decaimiento de una depresión costera, esquematizado en la Fig. 3.

i. Fase de Desarrollo

Cuando el anticiclón frío cruza la zona austral de Chile hacia Argentina se establece una **fuerza de gradiente de presión** dirigido hacia el norte (desde la zona de altas a bajas presiones) en los primeros 2-3 km desde la superficie y en ambos lados de la cordillera. En condiciones no perturbadas por topografía, la fuerza de presión sería compensado por la aparición de vientos del E (y en consecuencia una **fuerza de Coriolis** dirigida hacia el sur), alcanzándose un

balance geostrofico. Sin embargo, el prominente y continuo relieve a lo largo de la costa Chilena inhiben la componente del E al menos en los primeros 1000 m sobre la superficie del mar. De esta forma, la fuerza de presión acelera el viento sur dentro de la **capa límite marina** (CLM) hasta que la **fuerza de fricción** (aproximadamente proporcional a la magnitud del viento y dirigida hacia el sur) compensa a la fuerza de presión.

Entre los 1000 y 2500 m de altura si aparece una componente del E sobre el océano y la franja costera de la zona central (respuesta geostrofica al anticiclón en la zona sur), pero esta componente va desapareciendo sobre el continente a medida que nos aproximamos a la vertiente occidental de la cordillera de los Andes. Se produce así una **divergencia** del flujo horizontal que es compensada por descenso de aire sobre esta región. Esta **subsistencia** inducida por la cordillera actúa en concierto con la subsidencia de gran escala que caracteriza la parte delantera de la dorsal. El intenso descenso de aire que resulta sobre Chile central y la franja costera adyacente produce calentamiento y secamiento del aire en la troposfera media y baja (debido a la compresión adiabática que el aire experimenta), intensificando la inversión térmica y deprimiendo significativamente la CLM, instigando el desarrollo de la depresión costera.

ii. Condiciones durante la culminación

El sector donde se desarrolla la depresión costera esta determinado por la extensión latitudinal de la zona con viento del E y subsidencia reforzada. Esta zona esta generalmente restringida a una faja entre los 38° y 28°, coincidente con el máximo **gradiente de presión** entre la depresión costera y el anticiclón en la zona sur. Se produce así un mecanismo de **retroalimentación** positiva, pues de mantenerse las condiciones anticiclonicas más al sur el viento del E favorece la intensificación de la depresión, lo que aumenta el gradiente de presión y resfuera el viento del E. Sin embargo, el campo de presión mas al sur esta sujeto al ritmo sinóptico por lo que este mecanismo de retroalimentación tiene poco tiempo para actuar.

Al norte de la faja latitudinal con viento del E no existe un calentamiento significativo de la troposfera baja ni una depresión de la CLM. Por el contrario, en algunos casos se produce un engrosamiento de la CLM debido a la desaceleración y **convergencia** del flujo del sur. Se establece así un marcado cambio del espesor de la CLM y presión superficial a lo largo de la zona centro-norte de Chile que se maximiza en el momento de la culminación de la depresión costera: una CLM muy somera (200-500 m) y bajas presiones entre los 38°-28°S y una CLM espesa (1000 m) y presiones levemente mayores inmediatamente al norte de esta región.

iii. Fase de término

Cuando el centro del anticiclón migratorio y el eje de la dorsal en altura cruzan hacia Argentina, comienza a disminuir la subsidencia de gran escala

y la fuerza de gradiente de presión en la zona centro-sur de Chile. En consecuencia, cesa el flujo del E en niveles medios y la subsidencia sobre la ladera Andina de Chile central. Se pierde así todo el forzante sinóptico que producía el calentamiento de la troposfera media y baja, y mantenía deprimida la CLM frente a la costa de Chile central. En ausencia de este forzante sinóptico, la CLM se recupera desde la zona norte (donde la CLM no había sido perturbada) hacia el sur a unos 20 m/s. Esta recuperación exhibe características de una [onda de Kelvin](#) atrapada a la costa y limitada verticalmente por la inversión térmica, lo que mantiene concentrada su energía. En un punto fijo en la costa, la recuperación de la CLM produce un aumento de presión debido a la llegada de aire frío y más denso. Como un poco más al sur aún existen bajas presiones el flujo dentro de la CLM desarrolla una componente del NW que tiende a compensar en forma geostrofica esta diferencia de presión.

Al igual que en su desarrollo, la fase de término de la depresión costera ocurre en concierto con cambios en el escenario sinóptico. En esta fase se aproxima una vaguada en altura y el incipiente ascenso de gran escala en la troposfera media contribuye a una rápida recuperación de la CLM y debilitamiento de la inversión térmica. Eventualmente la recuperación de la nubosidad costera se hace indistinguible de la aproximación de un sistema frontal desde el SW.

1.4. Fenómenos locales y regionales

Habiendo descrito el escenario sinóptico y modelo conceptual de una depresión costera, podemos ahora interpretar los fenómenos de escala local y regional que ocurren durante su desarrollo. Estos fenómenos presentan una marcada estacionalidad, cobrando particular intensidad desde fines de otoño hasta comienzos de primavera desde la región de Coquimbo a la región del Bio-Bio, aun cuando algunos casos se observan también hasta la región de Antofagasta por el norte y la región de Los Lagos por el sur. En verano la zona de desarrollo de las depresiones costeras y los fenómenos asociados se manifiesta preferentemente desde la región de Valparaíso hasta la región de Aysén.

i. Franja costera

Recordemos que uno de los efectos de la fuerza de presión durante la etapa de desarrollo de las depresiones costeras es el reforzamiento del viento del sur en la CLM, el cual se organiza en una [corriente en chorro](#) sobre el océano adyacente a la zona central de Chile, con velocidades sobre los 15 m/s. El eje de este chorro se ubica a unos 200 km de la costa, como se muestra en la Fig. X mediante un mapa con vientos sobre la superficie del mar medidos por satélite. Estas fuertes velocidades del viento sobre el océano abierto son transmitidas a la línea de la costa debido al efecto de las brisas mar-continente durante su fase diurna (brisa soplando hacia el continente), produciendo 3-4 días de vientos fuertes y frescos del sur (*surazos*).

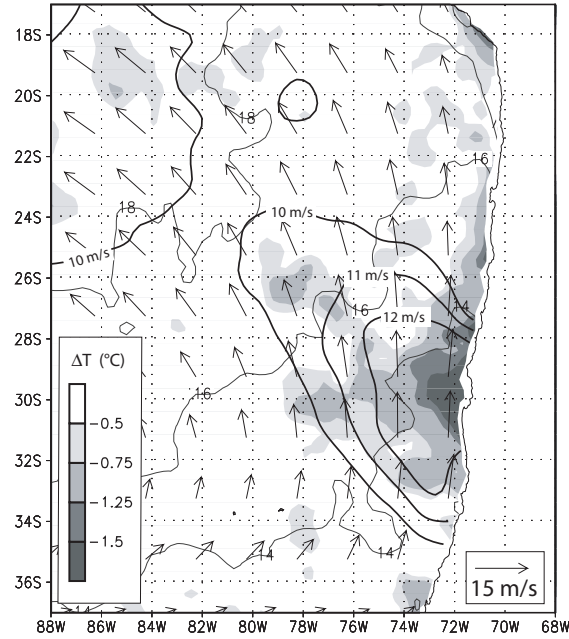


Figure 1. Long-term-mean surface winds (arrows, scale at the bottom, upper row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, upper row) for spring-summer (September to February) using (a) QuikScat data (2000-2005), (b) PRECIS R20C simulation (1961-1990), and (c) PRECIS RA2 simulation (2071-2100). Hatched area in panel (a) indicates no QuikScat data. Panel (d) shows the surface wind (arrows, scale at the bottom, lower row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, lower row) *difference* between PRECIS simulations A2 minus R20C.

La etapa de desarrollo de una depresión costera también se manifiesta en ausencia de nubosidad costera, producto del adelgazamiento de la CLM. Esta depresión de la CLM, junto al refozamiento de la inversión térmica de subsidencia, se aprecia claramente en la secuencia de perfiles verticales de temperatura medidos por el [radiosonda](#) de Santo Domingo (Fig. X). En condiciones no perturbadas, la turbulencia es capaz de levantar aire húmedo en contacto con el mar hasta su [nivel de condensación por ascenso](#) (NCA) cerca del tope de la CLM generando una cubierta de nubes SCu. Cuando la CLM se adelgaza, su tope queda por debajo del NCA de manera que no es posible la formación de nubosidad estratiforme. La Fig. X muestra una secuencia de [imágenes visible](#) del [satélite GOES](#), de la cual se puede inferir que la depresión de la CLM se extiende al menos unos 500 km costa afuera. El tamaño, ubicación y forma de la zona con cielos despejados coinciden

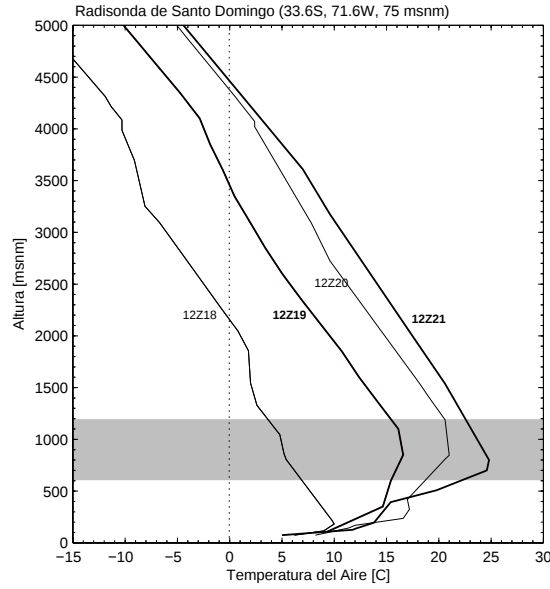


Figure 1. Long-term-mean surface winds (arrows, scale at the bottom, upper row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, upper row) for spring-summer (September to February) using (a) QuikScat data (2000-2005), (b) PRECIS R20C simulation (1961-1990), and (c) PRECIS RA2 simulation (2071-2100). Hatched area in panel (a) indicates no QuikScat data. Panel (d) shows the surface wind (arrows, scale at the bottom, lower row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, lower row) *difference* between PRECIS simulations A2 minus R20C.

en buena aproximación con la depresión costera definida en base al análisis isobárico.

Los fuertes vientos del Sur en la costa generan eventos de **surgencia costera** con descenso en las temperaturas del agua y su enriquecimiento con nutrientes. Esto, junto a la mayor **radiación solar** producto del despeje del cielo, favorece un rápido crecimiento del fitoplancton en áreas aledañas protegidas, en último término responsables de la abundante pesca pelágica que caracteriza las costas centro y norte del país. La surgencia costera mas intensa se concentra en focos donde los vientos del S se refuerzan (retroalimentación positiva) constituyendo áreas interesantes desde el punto de vista del potencial de energía eólica y solar.

Rápidamente después de la culminación de la depresión costera, ocurre una transición a vientos débiles y cielos cubiertos. Recordemos que en esta fase de término desaparece el forzante de gran escala que mantenía el chorro del sur y la fuerte subsidencia sobre la zona central de Chile, por lo cual la CLM se recupera en forma de onda viajando de norte a sur y aparece una leve componente del NW. El engrosamiento de la CLM permite la reformación de la nubosidad costera, como se aprecia en las imágenes satelitales de la Fig. X. En el fondo de algunos valles costeros, la nubosidad se concentra

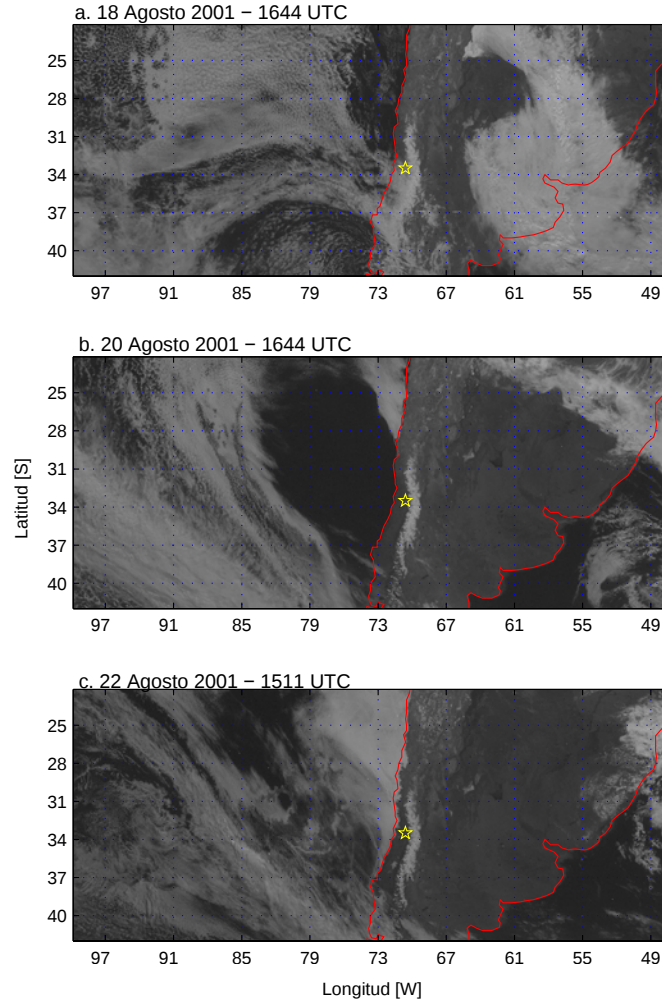


Figure 1. Long-term-mean surface winds (arrows, scale at the bottom, upper row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, upper row) for spring-summer (September to February) using (a) QuikScat data (2000-2005), (b) PRECIS R20C simulation (1961-1990), and (c) PRECIS RA2 simulation (2071-2100). Hatched area in panel (a)

constituyendo episodios de captación de agua de las nubes (camanchacas), importante recurso hídrico en la costa árida y semiárida del norte chico.

ii. Valles interiores

La intensa subsidencia durante el desarrollo de una depresión costera no solo deprime la CLM sino que produce un marcado calentamiento y secamiento de la troposfera baja sobre la franja continental al este de la cordillera de los Andes. Este calentamiento se extiende entre los 900 y 700 hPa, por lo que es bien representado en la serie de tiempo de la temperatura del aire en la

estación Lo Prado ubicada en los cerros de la cordillera de la costa al oeste de Santiago (Fig. X).

Durante la noche, la ausencia de nubosidad y la sequedad del aire favorece el descenso de la temperatura superficial (debido al aumento de la pérdida radiativa), lo que en conjunto con el calentamiento superior produce una condición de extrema estabilidad estática. La gran estabilidad restringe severamente los movimientos verticales y horizontales, limitando la ventilación de los valles interiores a lo largo de la depresión intermedia, lo que produce una acumulación de contaminantes emitidos cerca de la superficie. El caso mas claro de esta condición ocurre en la cuenca de Santiago, donde es evidente la relación entre episodios de contaminación atmosférica y la fase de desarrollo de las depresiones costeras. Durante la mañana, la radiación solar comienza a erosionar la capa estable desde la superficie. Sin embargo, la marcada estabilidad también ocasiona que la mayor parte de la energía se consuma en calentar una capa de mezcla muy somera (no mas 200 m de altura sobre el suelo) alcanzándose así temperaturas máximas bastante por encima del promedio invernal ($>20^{\circ}\text{C}$).

Esta secuencia de días despejados, pesima ventilación, madrugadas muy frías y tarde cálidas termina poco después (unas 12-24 horas) de la culminación de la depresión costera, pero en algunos casos pueden pasar mas de 2 días entre la culminación en la costa y el cambio de condiciones meteorológicas en los valles interiores. Como en la etapa de termino el viento costero desarrolla una componente del NW (hacia el continente) y el tope de la CLM puede levantarse por encima 1000 m, se produce una intrusión de aire costero (húmedo y fresco) y nubosidad estratiforme a los valles interiores. En el caso de la cuenca de Santiago estas irrupciones costeras son canalizadas a través del valle del río Maipo alcanzando comúnmente la zona poniente de la ciudad, pero incluso la vertiente andina en los casos más energéticos (Fig. X).

iii. Cajones cordilleranos

En el modelo conceptual de las depresiones costeras consideramos que el viento del E se anula cerca de la cordillera de los Andes. Esto supone que la cordillera es un peldaño perfectamente continuo. En la realidad la cordillera tiene una pendiente fuerte pero no infinita y presenta numerosos cajones cordilleranos. Durante el desarrollo de las depresiones costeras, el flujo del E se canaliza en estos estrechos cajones, generando tres a cuatro días de fuertes vientos tibios y secos, en especial durante la noche y madrugada cuando se acopla a las brisas valle-cordillera. Esta condición se favorece en cajones orientados en dirección E-O donde el viento del E forma un chorro de baja altura con velocidades de hasta 20 m/s cerca de la superficie (Fig. X). El fuerte viento destruye la inversión térmica nocturna y mezcla aire desde arriba, generando condiciones cálidas y secas que contrastan fuertemente con las condiciones muy frías en los valles de la depresión intermedia. Estos

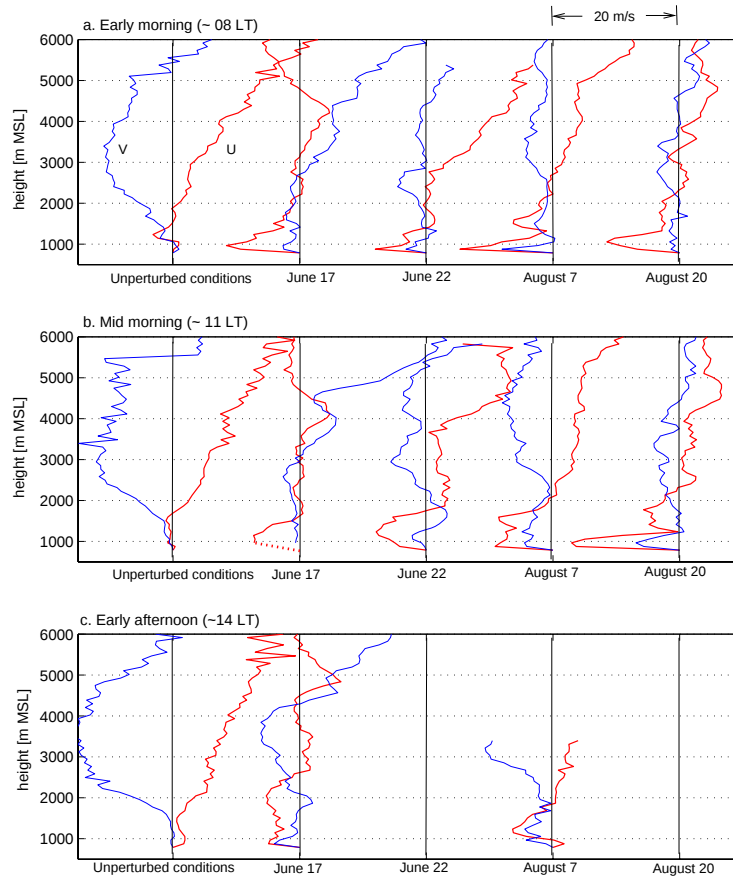


Figure 1. Long-term-mean surface winds (arrows, scale at the bottom, upper row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, upper row) for spring-summer (September to February) using (a) QuikScat data (2000-2005), (b) PRECIS R20C simulation (1961-1990), and (c) PRECIS RA2 simulation (2071-2100). Hatched area in panel (a) indicates no QuikScat data. Panel (d) shows the surface wind (arrows, scale at the bottom, lower row) and surface wind speed (shaded, scale at the bottom, lower row) difference between PRECIS simulations A2 minus R20C.

eventos son lo suficientemente notables como para recibir denominaciones locales: *Terral* en la zonal centro-norte, *Raco* en la zona central y *Puelche* en la zona sur. Junto a estos vientos del E, los cielos se transparentan y la brisa de la tarde cordillera arriba pierde fuerza.

En la etapa de término de la depresión, las condiciones anteriores dan paso a una brisa de valle que se refuerza llevando bruma, aire fresco y frecuentemente nubosidad orográfica en la ladera oeste de la cordillera de los Andes.

1.5. Anomalías extremas

Además de la gran dispersión que se observa en las velocidades de propagación de la baja costera asociada con distintas velocidades de deriva hacia el E de las vaguadas y dorsales en la troposfera media, hay dos situaciones anómalas que pueden modificar drásticamente la secuencia de eventos descrita en el párrafo precedente. La primera de ellas se refiere a un bloqueo del flujo de los oestes por una alta presión cálida que se instala sobre el cono sur de América y las islas Malvinas. Esta configuración refleja una persistencia mayor de la dorsal en altura sobre los Andes, que puede conducir a la prolongación del período de baja ventilación en los valles centrales. La segunda se refiere a la circulación atmosférica asociada con el sector sur de bajas segregadas o núcleos fríos en la troposfera alta. Esta configuración también invierte el gradiente de presión a lo largo de la costa (baja en altura se manifiesta frecuentemente también como una débil baja en superficie) y fuerza vientos del E sobre la cordillera en su borde sur que descienden por la ladera andina occidental forzados por la convergencia superficial asociada con la baja presión. El desplazamiento errático de estas bajas segregadas y el amplio intervalo latitudinal en que pueden actuar genera episodios de vientos cálidos del E desde el norte grande hasta la región centro sur del país.