

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Influencia de los sistemas de brisas marinas en el desarrollo de
precipitación sobre la Península de Baja California**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Carlos Alejandro Domínguez Pérez

Ensenada, Baja California, México
2017

Tesis defendida por
Carlos Alejandro Domínguez Pérez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson
Director de tesis

Dr. José Luis Ochoa de la Torre

Dr. Alejandro Parés Sierra

Dr. Horacio de la Cueva Salcedo



Dr. Manuel López Mariscal
Coordinador del Posgrado en Oceanografía
Física

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Carlos Alejandro Domínguez Pérez © 2017
Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **Carlos Alejandro Domínguez Pérez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física

Influencia de los sistemas de brisas marinas en el desarrollo de precipitación sobre la Península de Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson
Director de tesis

El presente trabajo aborda el estudio de la colisión de frentes opuestos de brisa marina sobre una isla-península (IP) angosta. Se realizaron simulaciones numéricas de la evolución de sistemas de brisa, en configuraciones idealizadas bidimensionales de alta resolución horizontal (500 m), con el modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF). Las simulaciones incluyen casos con diferentes anchos peninsulares (L), topografía plana, topografía idealizada y cortes topográficos realistas para la península de Baja California (PBC) a 30°, 27°, 24.6° y 23.5° N e incluyen el efecto de la diferencia de temperatura entre el Océano Pacífico (OP) y el Golfo de California (GC). Analizamos también tres casos en función de las condiciones de nubosidad presentes sobre el área de estudio durante la temporada de verano, mediante la modificación del perfil vertical de vapor de agua de las condiciones iniciales: sin nubosidad (SN), con banda un cúmulos poco profundos (CU) y con la presencia de celdas convectivas (CP) sobre la PBC. Los resultados indican que existe el límite superior en la velocidad de propagación del frente de brisa se obtiene cuando L es mayor a 150 km. Convección forzada asociada a la propagación del frente de brisa se observó para L mayor a 75 km y puede ocurrir por la colisión de frentes de brisa opuestos o por el avance de celdas maduras en secciones más anchas. La interacción de la brisa marina con la circulación forzada por la presencia de topografía (brisa de valle) resulta en la intensificación de ambos sistemas. Los resultados resaltan el efecto que tiene la mayor pendiente en los cortes topográficos realistas en la intensificación de la brisa de montaña. El contraste entre la diferencia de temperatura superficial entre el OP y el GC es un agente adicional en la intensificación de la brisa que avanza desde el OP. El contenido de humedad en la atmósfera modula la formación de nubosidad y su profundidad, fortaleciendo las brisas por reducción de la estabilidad estática y la adición de energía termodinámica para la convección.

Palabras clave: colisión de frentes de brisa, modelación numérica idealizada, corrientes de gravedad, brisas sobre islas-penínsulas

Abstract of the thesis presented by **Carlos Alejandro Domínguez Pérez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography

Effect of sea breeze systems on precipitation over the Baja California peninsula

Abstract approved by:

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson
Thesis Director

This thesis addresses the study of the collision of opposing sea breeze fronts over a narrow island-peninsula (IP). Numerical simulations of the evolution of breeze systems were carried out under idealized two-dimensional configurations with high horizontal resolution (500 m) using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The numerical simulations include cases with different peninsular widths (L), flat topography, idealized topography and realistic topographic cross sections for the Baja California peninsula (PBC) at 30 °, 27 °, 24.6 ° and 23.5 ° N. They also include the effects of the difference between the sea surface temperatures of the Gulf of California (GC) and the Pacific Ocean (OP) adjacent to the PBC. We also analyze three cases with contrasting cloud conditions over the study area during the summer season, by modifying the vertical profile of water vapor in the initial conditions: no cloudiness (SN), with the presence of a band a shallow cumulus (CU) and with the presence of deep convective cells (CP) over PBC. The results indicate that an upper limit exists on the propagation velocity of the breeze fronts when L is greater than 150 km. Forced convection associated with the propagation of the breeze front was observed for L greater than 75 km and could be caused by the collision of opposing breeze fronts or by the advancement of mature cells in wider sections. The interaction between the sea breeze circulations and those forced by the presence of topography (valley breezes) result in the intensification of both systems. The results highlight the effect greater topographic slopes on the intensification of the mountain-valley breezes. The contrast between the surface temperatures of OP and the GC is an additional agent for the intensification of the breeze systems that advance over PBC from the OP. The addition of water vapor content to the atmosphere effectively controls the formation and depth of clouds, strengthening the breeze systems through the reduction of static stability and the addition of thermodynamic available energy for convection.

Keywords: sea breeze front collision, idealized numerical modelling, gravity currents, breeze systems over island-peninsulas

Dedicatoria

A doña Angelita

Agradecimientos

Al CICESE y el departamento de Oceanografía Física por brindarme un espacio de aprendizaje, muy buenas condiciones de trabajo y las becas otorgadas durante mi estancia.

Al CONACyT por la beca recibida durante parte de mi estadía en el posgrado.

Al Dr. Cuauhtémoc Turrent por su gran apoyo y dedicación como director de tesis.

A los miembros del comité de tesis: Dr. José Luis Ochoa de la Torre, Dr. Alejandro Parés Sierra y Dr. Horacio de la Cueva Salcedo por los atinados comentarios y aportes para enriquecer y sustentar el presente trabajo.

A mi familia que a la distancia es un gran apoyo.

A todos amigos del posgrado en Oceanografía Física, compañeros de guerra.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	ix
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Brisa de valle-montaña.....	3
1.2 Zona de estudio.....	6
1.3 Objetivos.....	10
1.3.1 Objetivo General.....	10
1.3.2 Objetivos Particulares.....	10
Capítulo 2. Metodología.....	11
2.1 Descripción del modelo y pruebas preliminares.....	11
2.1.1 Resolución horizontal.....	14
2.1.2 Estacionalidad de las brisas.....	15
2.1.3 Extensión del dominio(Parte Oceánica)	15
2.1.4 Fronteras laterales	16
2.2 Evolución de las celas de brisa en función del ancho de IP (L) y latitud (φ).....	18
2.2.1 Cálculo del número de Froude.....	18
2.2.2 Máxima velocidad vertical (w_{max}).....	21
2.3 Interacción de la brisa marina con brisa de valle	21
2.4 Cambios en el contenido de humedad.....	22
Capítulo 3. Resultados.....	26
3.1 Brisas sobre una IP sin topografía.....	26
3.1.1 Número de Froude.....	26
3.1.2 Máxima velocidad vertical (w_{max}).....	27
3.2 Interacción de la brisa marina con brisa de montaña.....	29

3.2.1. Cambios en las celdas de brisa en 30°N en las que se incorporan características de la PBC.....	29
3.2.2 Interacción de brisa marina con brisa de valle.....	31
3.3 Colisión de frentes de brisa bajo diferentes condiciones de humedad.....	37
3.3.1 Contenido de humedad para el caso sin nubosidad (SN).....	44
3.3.2 Contenido de humedad para el caso cúmulos poco profundos (CU).....	46
3.3.3 Contenido de humedad para el caso convección profunda (CP).....	50
Capítulo 4. Discusión.....	56
4.1 Trabajo Futuro.....	60
Capítulo 5. Conclusiones.....	61
Literatura citada.....	62
Anexos.....	65

Lista de figuras

Figura		Página
1	Razón de aspecto entre la extensión horizontal de las celdas de brisa y su altura para los diferentes estudios analizados: Rotunno (1983), Niino (1989), Dalu y Pielke (1989); se presentan también resultados del presente trabajo (NMM-WRF). Adaptado de Edwards (2008).....	2
2	Esquema del avance de celdas de brisa marina sobre una IP. ρ_f es la densidad de una masa de aire frío, ρ_c la densidad de una masa cálida, H la altura de la celda de brisa, (L) es el ancho de la masa terrestre. Las flechas gruesas denotan la dirección del flujo y las flechas delgadas indican el ascenso de aire en la parte frontal de los sistemas de brisa. Los contornos sombreados en rojo (azul) indican valores positivos (negativos) de la componente zonal del viento.....	3
3	Ciclo diario de w_{max} para diferentes extensiones horizontales (L) de IP. Tomado de Xian y Pielke (1991).....	4
4	Esquema de las circulaciones diurnas en una configuración océano (OP), península con topografía (PBC), golfo (GC), planicie costera (PS) y sierra continental (SMO). El esquema está basado en los resultados de una simulación numérica bidimensional a las 15:00 hrs. (tiempo local) realizada con el modelo WRF y configurada en un corte sobre 25.5°N en el noroeste de México. Las flechas gruesas indican la dirección del flujo, los contornos grises son líneas de corriente en el plano x-z, y los contornos sombreados en rojo (azul) indican valores positivos (negativos) de la componente zonal del viento.....	6
5	Topografía del noroeste de México. Fuente: ETOPO1.....	7
6	Promedio climatológico de la precipitación acumulada durante junio, julio y agosto durante el periodo 1970-2008. Fuente CLICOM en malla.....	9
7	Representación del esquema de brisa marina y configuración de los experimentos sin topografía.....	12
8	Evolución de la presión en superficie variando Δx . a) 1000m, b) 700m c) 500m y d) 300m. El cero está ubicado en el centro del dominio (centro de la IP).....	13
9	Ciclo diario de ΔT (a) y Δp (b). Calculado con 62.5 km de la parte oceánica y la misma longitud de la parte de IP. En c) se encuentra U_{10} en un punto a 20 km de la costa oeste de la IP.....	15
10	Evolución de la componente zonal del viento U_{10} con diferentes condiciones de frontera. a) Periódicas ($Xp Yp$), b) Simétricas en x y y ($Xs Ys$), c) Abiertas en x y periódicas en y ($Xa Yp$) y d) Abiertas en x y y ($Xa Ya$). Las líneas punteadas representan la ubicación de las costas (oriental y occidental). Los valores positivos (negativos) tienen dirección hacia el este (oeste).....	17
11	Ciclo diario de presión mínima en superficie sobre IP de diferentes anchos.....	20

12	Topografía sobre la PBC en diferentes cortes latitudinales. a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6° N y d) 23.5 N.....	22
13	Perfiles de humedad específica (q) para el OP, PBC y GC para la simulación del caso sin nubosidad en diferentes cortes de latitud ; a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6° N y d) 23.5 N. e) Imagen se satélite visible sobre noroeste de México el día 1 de Julio de 2004 23:00 (GMT), proporcionada por SMN.....	24
14	a), b), c) y d) como en 14, en el caso de cúmulos poco profundos. e) Imagen de satélite visible sobre noroeste de México el día 26 de Julio de 2004 23:00 (GMT), proporcionada por SMN.....	24
15	a), b), c) y d) como en 14, en el caso de convección profunda. e) Imagen de satélite visible sobre noroeste de México el día 15 de Julio de 2004 23:00 (GMT), proporcionada por SMN.....	25
16	Número de Froude en función del ancho (L) de IP y latitud (φ).....	26
17	a) Máxima velocidad vertical 12:00 local, b) acercamiento a frente de brisa en el ecuador (0°N) sobre un IP 125 km a las 12:00 local, c) como en b) pero a 30°N.....	27
18	a) Máxima velocidad vertical 15:00 local, b) velocidades verticales positivas (w) durante la colisión de frentes de brisa en una IP de 75 km 15:30 local, c) velocidades verticales positivas (w) asociadas al alcance de dos celdas de brisa en in IP 125 km 15:00 local. En b) y c) el cero se encuentra en el centro del dominio (mitad de la IP)....	28
19	Componente u de la velocidad del viento a las 15:00 local que incorporan elementos de la PBC. a) IP sin topografía de 125 km de ancho con océanos de la misma temperatura (ST), b) IP de 125 km de ancho con una montaña idealizada con $h=1000\text{m}$ (TI), c) corte topográfico real sobre la PBC con océanos de la misma temperatura (TR), d) como en c) con $\Delta T = 7^\circ\text{K}$ entre OP y GC (TR-DO).....	30
20	Como en 19, pero con la componente vertical del viento (w).....	31
21	Componente u de la velocidad del viento a las 10:00 local sobre diferentes cortes topográficos; a) montaña gaussiana 125 km ancho, 1000 m de altura sin mares adyacentes (MO); b) península con montaña de las mismas características que a) (TI) . Secciones topográficas realistas sobre la PBC en 30°, 27°, 24.6° y 23.5° N c), d) e) y f) respectivamente. Las leyendas OP PB y GC no aplican para a).....	34
22	Como en 21, pero con la componente vertical del viento (w).....	35
23	Como en 21, pero a las 15:00 local.....	36
24	Como en 21, pero con la componente vertical del viento w las 15:00 local.....	37
25	Componente u de la velocidad del viento a las 15:00 local para en caso sin nubosidad (SN) en a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6° N y d) 23.5° N.....	38
26	Como en 25 pero con la componente vertical del viento w	39
27	Como en 25 pero en el caso de cúmulos poco profundos (CU).....	40

28	Como en 25, pero con la componente vertical w del viento en el caso de cúmulos poco profundos (CU).....	41
29	Como en 25 pero en el caso de convección profunda (CP).....	42
30	Como en 25, pero con la componente vertical w del viento en el caso de convección profunda (CP)	43
31	Humedad específica (q) las 15:00 local para en laso sin nubosidad (SN) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5°N.....	45
32	Diagrama T-log (P). La línea roja es la temperatura ambiente, la línea azul la temperatura (T) de punto de rocío a las 15:00 local para el caso SN en un punto dentro de la península en a) 30°N, b) 27°N, 24.6° N y 23.5° N. Los valores en negrita indican CAPE en (J/kg).....	46
33	Humedad específica (q) las 15:00 local para el caso cúmulos poco profundos (CU) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5°N.....	47
34	Diagrama T-log (P). La línea roja es la temperatura ambiente, la línea azul la temperatura (T) de punto de rocío a las 15:00 local para el caso CU en un punto dentro de la península en a) 30°N, b) 27°N, 24.6° N y 23.5° N. Los valores en negrita indican CAPE en (J/kg).....	48
35	Vapor de agua contenido en nubes X2 a las 15:00 local para en laso cúmulos poco profundos (CU) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5°N.....	49
36	Precipitación acumulada del día 26 de Julio de 2004 sobre el noroeste de México. Obtenido de TRMM.....	52
37	Humedad específica (q) las 15:00 local para en laso sin convección profunda (CP) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5° N.....	52
38	Diagrama T-log (P). La línea roja es la temperatura ambiente, la línea azul la temperatura (T) de punto de rocío a las 15:00 local para el caso CP en un punto dentro de la península en a) 30°N, b) 27°N, 24.6° N y 23.5° N. Los valores en negrita indican CAPE en (J/kg)	53
39	Vapor de agua contenido en nubes X2 a las 15:00 local para el caso convección profunda (CP) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5°N.....	54
40	Precipitación acumulada del día 15 de Julio de 2004 sobre el noroeste de México. Obtenido de TRMM.....	55

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Comparación de modelos que proponen una expresión para la extensión horizontal (l) de la brisa marina.....	1
2	Configuración de parametrizaciones físicas utilizadas para las simulaciones de WRF <i>seabreeze2d_x</i>	18
3	Diferencia de temperatura entre el OP y el GC en los ejercicios de modelación con topografía realista.....	23
4	Altura que alcanzan las celdas de brisa tras la colisión de las mismas o de manera independiente a las 15:00 local.	44
5	Altura que alcanzan el ascenso de aire tras la colisión de frentes de brisa o celdas que avanzan de manera independiente a las 15:00 local.	44

Capítulo 1. Introducción

La brisa marina es un fenómeno meteorológico ocasionado por el calentamiento diferencial de una masa de aire sobre la tierra con respecto a la que se encuentra sobre el océano. El ciclo diario de radiación y la diferencia en la capacidad calorífica de ambas superficies dan lugar a que el aire sobre la parte continental sea menos denso (ρ_c) en comparación con el que se encuentra sobre el océano (ρ_f), generando un gradiente horizontal de densidad que da origen a una corriente de gravedad (Simpson, 1969; Antonelli y Rotunno, 2007).

El avance de la masa fría y húmeda tierra adentro favorece el ascenso de aire (w ; componente vertical de la velocidad) en la región frontal. El frente de brisa puede ser identificado como la zona que presenta una banda de nubosidad (cúmulos) en un día despejado. La extensión horizontal de la celda de brisa marina (l) se ha tratado de manera analítica y numérica (Rotunno, 1983; Niino, 1987; Dalu y Pielke, 1989), donde las formulaciones planteadas incluyen la diferencia de temperatura cerca de la superficie (ΔT), la estabilidad estática representada en términos de la frecuencia de Brunt-Vaisala (N), la frecuencia de Coriolis (f), y la fricción (r). La Tabla 1 presenta un resumen de algunos elementos considerados en la teoría lineal de las brisas.

Tabla 1. Comparación de modelos que proponen una expresión para la extensión horizontal (l) de la brisa marina.

	Modelo	Extensión horizontal [l]	Comentarios
Rotunno (1983)	Hidrostático	$l = \frac{NH}{(\omega^2 - f^2)^{1/2}}$	La solución se indetermina cuando $f = \omega$
	$f \neq 0$ $r = 0$ (inviscido)	Para $f < 30^\circ$ latitud N-S $l = \frac{NH}{(f^2 - \omega^2)^{1/2}}$ Para $f > 30^\circ$ latitud N-S	
Niino (1987)	No hidrostático		$F(f)$ es una función empírica que se define en el punto x donde $u = 0.03$
	$f \neq 0$ $r = 1$	$l = N\kappa^2\omega^{-\frac{3}{2}}F(f)$	
Dalu y Pielke (1989)	Hidrostático		La fricción se incluye como un coeficiente de amortiguamiento (r)
	$f \neq 0$ $r = 0$ (inviscido)	$l = \frac{NH}{(f^2 + r^2)^{1/2}}$	

De las expresiones propuestas para la (l) centraremos nuestra atención en dos puntos importantes. El primero es la variación de la extensión horizontal con la latitud (Figura 1). La predicción de Niino indica

que los efectos de rotación terrestre no son importantes en los trópicos sino a partir 30° N, donde l decrece a medida de avanzamos hacia los polos. En Rotunno el punto de coincidencia de la frecuencia de Coriolis (f) y la frecuencia del forzamiento térmico (ω ; la frecuencia diurna), producen una singularidad en la solución, sin embargo el comportamiento es tal que a medida que nos acercamos a este punto l aumenta. Las estimaciones de ambas teorías se contrastan con los resultados de Edwards (2008), quien identifica un aumento en l en regiones cercanas a la latitud crítica.

El avance del frente de brisa ha sido reportado con observaciones puntuales 40 km tierra adentro con algunos registros de hasta 100 km de propagación horizontal sobre el sur de Inglaterra (Simpson, 1977). En Australia han sido observados frentes de brisa propagándose hasta 240 km sobre el continente (Reid, 1957). Como resultado de observaciones satelitales se ha podido calcular la amplitud de la señal diurna asociada a las brisas marinas a nivel global, siendo el sur del Golfo de México una de las regiones con mayor amplitud en el mundo (Gille *et al*, 2005). Taylor-Espinoza (2009, 2014) investiga más a detalle los procesos asociados a las circulaciones diurnas en el sur del Golfo de México, asociando la fuerte amplitud de la componente diurna a la topografía plana de la Península de Yucatán, a los gradientes de la temperatura superficial del Golfo de México y la baja frecuencia inercial.

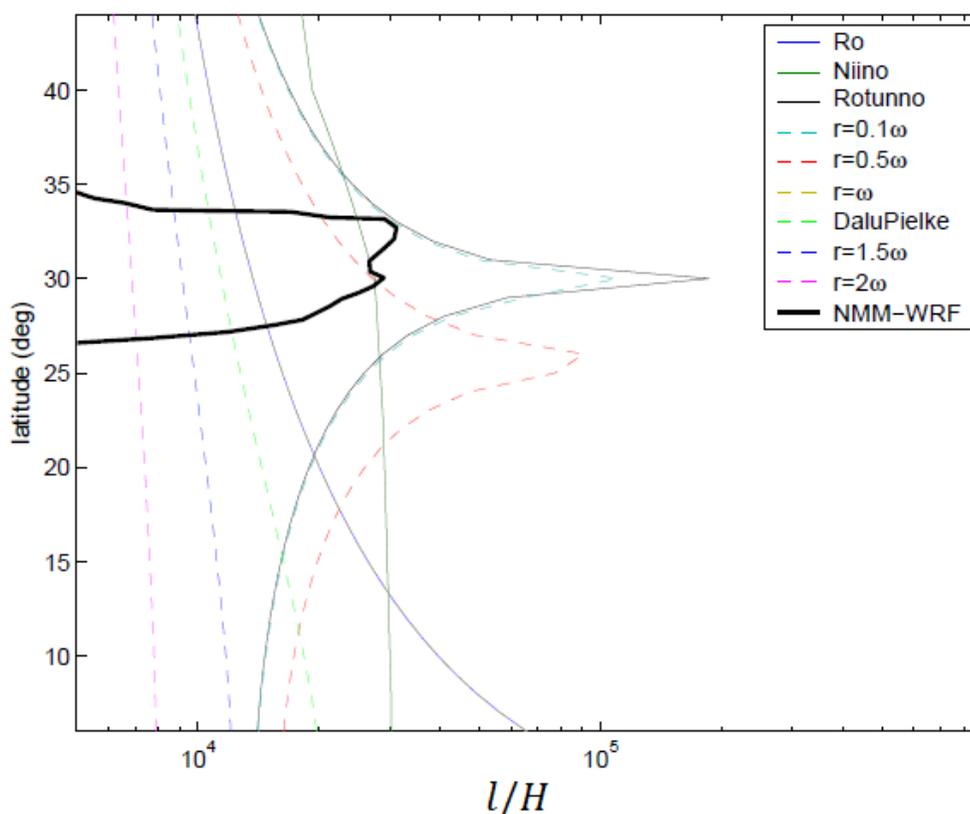


Figura 1. Razón de aspecto entre la extensión horizontal de las celdas de brisa y su altura para los diferentes estudios analizados: Rotunno (1983), Niino (1989), Dalu y Pielke (1989); se presentan también resultados del presente trabajo (NMM-WRF). Adaptado de Edwards (2008).

El segundo aspecto a resaltar sobre la importancia de tener una estimación para l es el uso que se le puede dar para ayudar a definir la interacción entre celdas de brisa opuestas sobre extensiones de tierra angostas (L), ya sea islas o penínsulas (en adelante IP). Bajo dicho escenario las dos corrientes de gravedad provenientes de ambas costas (Figura 2) pueden llegar a interactuar si $L \leq 2l$ (Federico *et al*, 2000). El avance de dos frentes de brisa con sentidos opuestos puede concluir en la colisión de los mismos bajo las condiciones analizadas en el presente estudio.

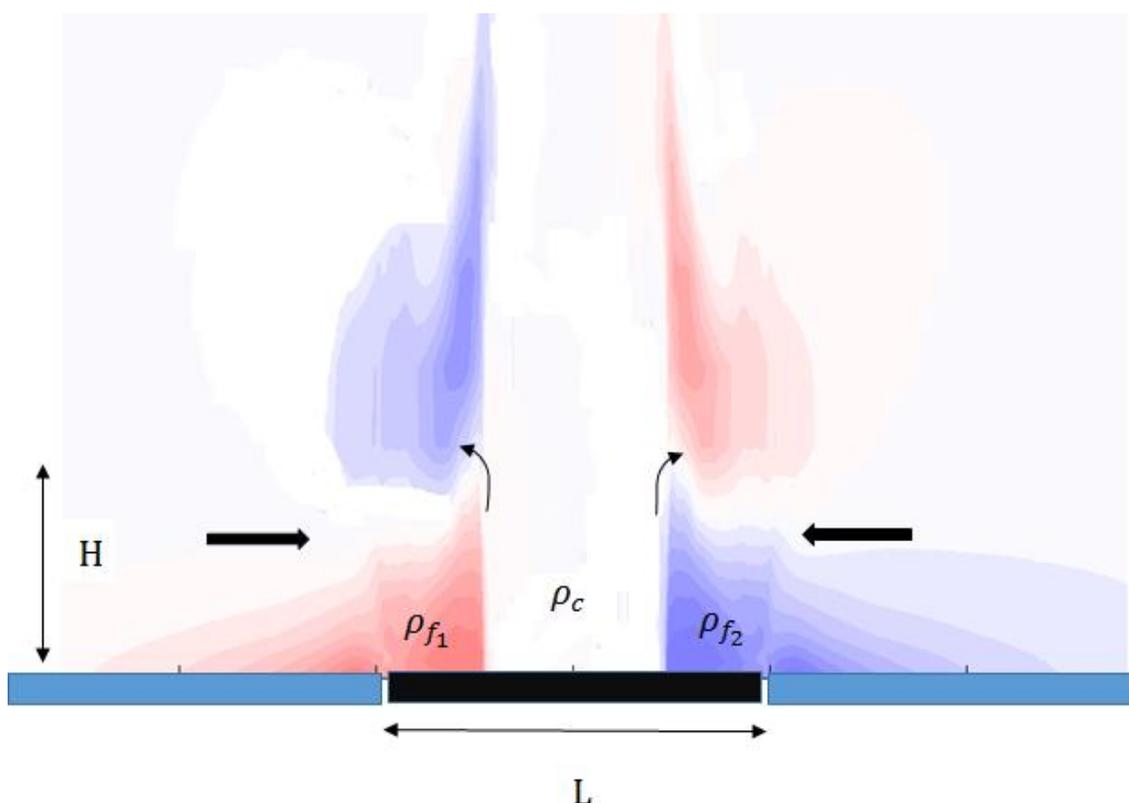


Figura 2. Esquema del avance de celdas de brisa marina sobre una IP. ρ_f es la densidad de una masa de aire frío, ρ_c , la densidad de una masa cálida, H la altura de la celda de brisa, (L) es el ancho de la masa terrestre. Las flechas gruesas denotan la dirección del flujo y las flechas delgadas indican el ascenso de aire en la parte frontal de los sistemas de brisa. Los contornos sombreados en rojo (azul) indican valores positivos (negativos) de la componente zonal del viento.

El estudio de la colisión de frentes de brisa ha sido ampliamente estudiado, ya que puede ser el precursor de precipitación en sitios como Florida (Kingsmill, 1995), Japón y Malasia (Oki y Musiaka, 1994; Sow *et al*, 2011) o se le pueden asociar líneas de nubosidad bien definidas como en Indonesia (Hadi *et al*, 2002) por mencionar algunos casos. Un trabajo de relevancia directa al presente estudio es el realizado por Xian y Pielke (1991), quienes por medio de modelación numérica investigaron el ancho de una isla o península al que la colisión de los frentes de brisa opuestos provoca convección forzada con las mayores velocidades verticales, siendo las superficies terrestres de 150 km de extensión donde observaron que este efecto ocurre con más intensidad (Figura 3).

Wiel (2013) destaca de los resultados descritos anteriormente que las colisiones que ocurren entre las 14:00 y 17:00 hora local son las que presentan velocidades verticales máximas, abriendo una ventana que incluye anchos de IP que no se limiten solamente a 150 km; por otra parte los choques de frentes de brisa que ocurren antes o después de esas horas del día son menos intensos.

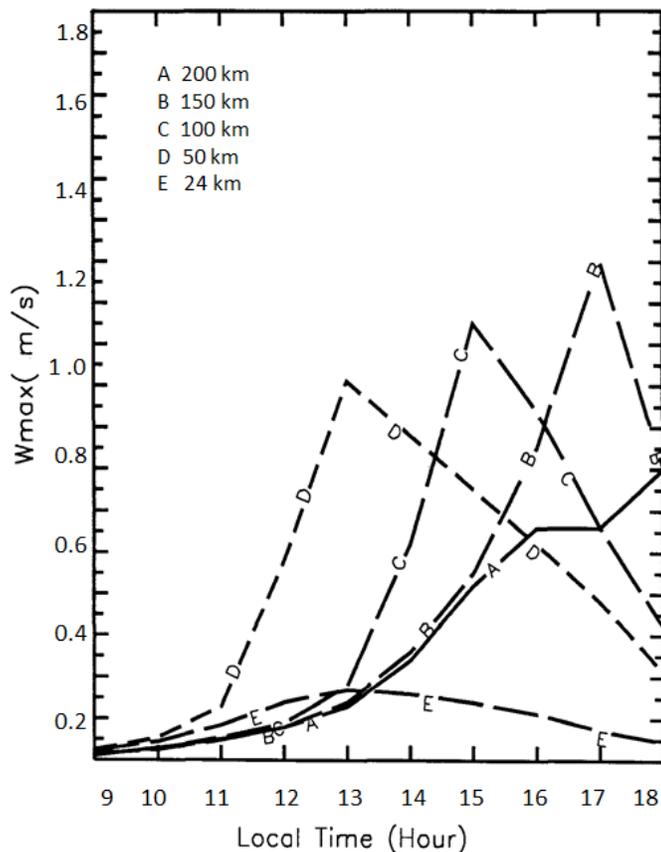


Figura 3. Ciclo diario de w_{max} para diferentes extensiones horizontales (L) de IP. Tomado de Xian y Pielke (1991).

1.1 Brisa de valle-montaña

En regiones de montaña, el calentamiento diferencial de la capa planetaria es generado por las pendientes de la superficie durante el ciclo diario de insolación. Durante la noche el contraste térmico resulta del enfriamiento radiativo diferencial. El resultado es un gradiente horizontal de presión que provoca viento que asciende (desciende) sobre las pendientes y es conocido como brisa de valle (montaña); este mecanismo es análogo al que produce la brisa marina (Simpson, 1994).

En caso de existir una cadena montañosa cercana a la costa la brisa marina (terral) y los vientos de valle (montaña) pueden interactuar. Este tema fue el objeto de estudio de Mahrer y Pielke (1977), trabajaron en un experimento numérico en el que se incluyó una montaña idealizada de 900 m de altura y un ancho

de 15 km en una región cercana a la costa. Dicho estudio describió la intensificación del viento zonal con respecto a la brisa marina pura. Lu y Turco (1994) realizaron una serie de experimentos numéricos que incluyen montañas de diferentes tamaños que se localizaban próximas y alejadas de la costa, y también reportaron la intensificación del viento por la interacción de las celdas de brisas de valle-montaña y marinas. De interés particular para el presente estudio, también reportaron que el flujo proveniente de la costa no es capaz de pasar montañas mayores a 2000 metros.

La Figura 4 presenta a manera de esquema las interacciones entre la brisa marina y de valle-montaña sobre la IP (BM-V), y la brisa marina (BM) y de valle (BV) sobre las planicies costeras continentales, a la hora del día de mayor insolación. Este esquema muestra las condiciones esperadas del ciclo diurno sobre la Península de Baja California (PBC), el Golfo de California (GC), las planicies costeras continentales (PS) y la Sierra Madre Occidental (SMO) en una sección vertical a 25.5°N que atraviesa el noroeste de México. De dicha configuración se pueden destacar los siguientes puntos:

- 1) Sobre la PBC avanzan celdas de brisa que van desde el O.P. y el G.C. y que colisionan en el centro de la misma. El hecho que exista una montaña que atraviesa toda la península favorece la formación de un sistema de brisa de valle-montaña, que interactúa directamente con la brisa marina de tal manera que se combinan las celdas (BM-V).
- 2) La inclusión de la SMO en esta configuración no inhibe la formación de la celda de que va desde el GC hacia la PBC por dos razones. Las celdas de brisas tienen su origen en la interfaz océano-continente y a medida que evolucionan su circulación tiene influencia mar adentro (Reyes-Coca y Pares, 1983). Por otra parte el hecho de que exista una planicie continental extensa (~70 km) retarda la interacción de la BM con la BV de tal manera que durante varias horas, estas pueden observarse de manera independiente.
- 3) Existe una zona de subsidencia en el centro del GC asociada al flujo de retorno y cierre de las celdas que avanzan sobre la PBC y PS. Physick (1976) investigo el efecto de las celdas de brisa generadas en lagos y golfos, encontrando que en cuerpos de agua pequeños existe una fuerte zona de subsidencia que puede favorecer una capa de aire muy estable.

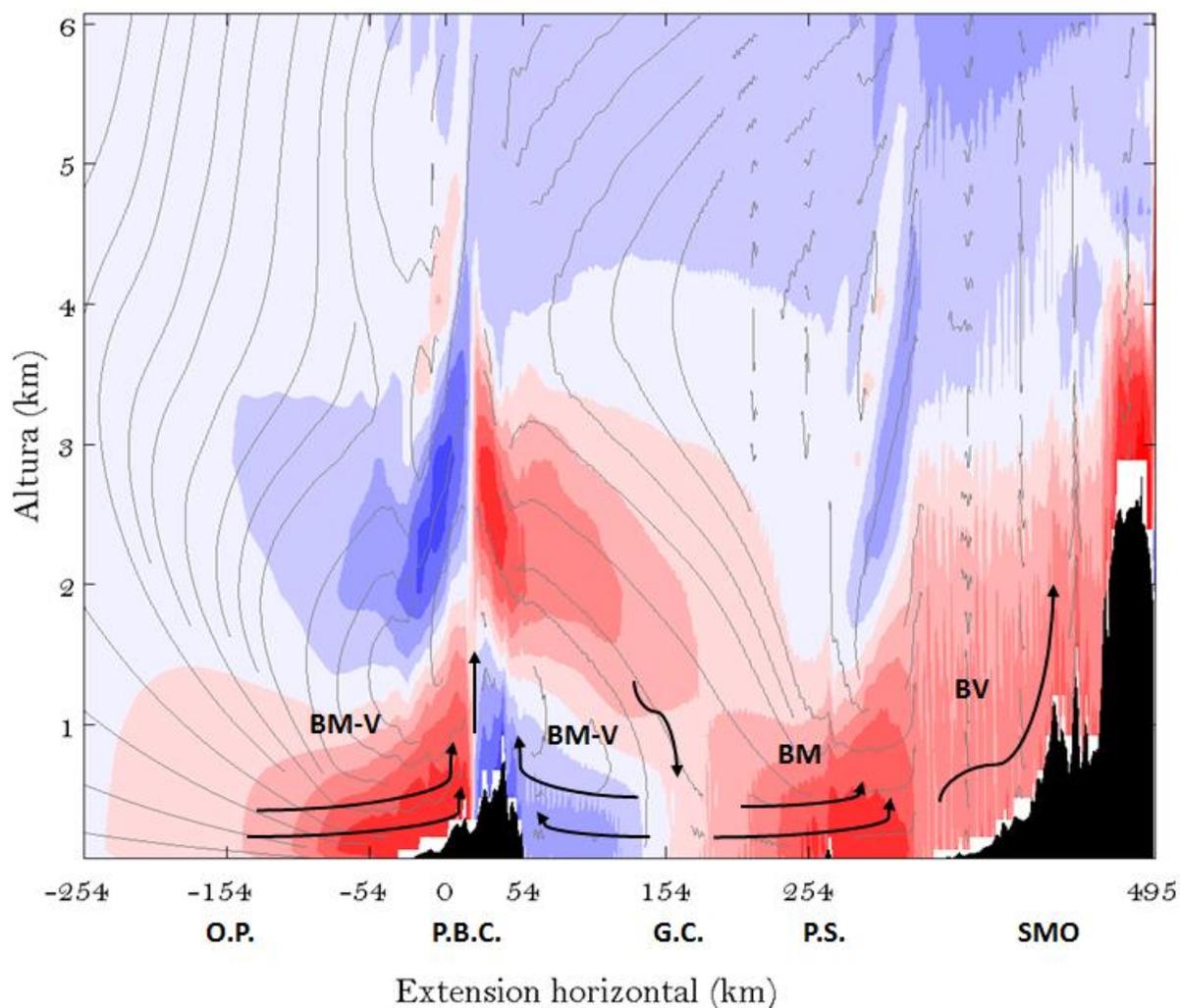


Figura 4. Esquema de las circulaciones diurnas en una configuración océano (OP), península con topografía (PBC), golfo (GC), planicie costera (PS) y sierra continental (SMO). El esquema está basado en los resultados de una simulación numérica bidimensional a las 15:00 hrs. (tiempo local) realizada con el modelo WRF y configurada en un corte sobre 25.5°N en el noroeste de México. Las flechas gruesas indican la dirección del flujo, los contornos grises son líneas de corriente en el plano x-z, y los contornos sombreados en rojo (azul) indican valores positivos (negativos) de la componente zonal del viento.

1.2 Zona de Estudio

La sección anterior concluyó con una breve descripción de la circulación diurna (BM y BM-V) en un corte bidimensional sobre el noroeste de México (25.5° N). En esta sección se detalla algunas de las principales características físicas de la Península Baja California. Teniendo en cuenta los elementos teóricos y observacionales de las brisas junto con los rasgos locales, se presenta el objeto de estudio de este trabajo.

La PBC se encuentra al noroeste de México, con una longitud aproximada de 1250 km (entre 22° y 32° N). Su extensión transversal es de aproximadamente 100 km, con un máximo de 197 km cerca de 27°N y un mínimo de 50 km al sur de la Bahía de La Paz (24°N). Su topografía está compuesta por diversos sistemas

serranos, entre los que destacan La Sierra de Juárez, la Sierra San Pedro Mártir, la Sierra de La Giganta y la Sierra de la Laguna. El punto más alto de la península alcanza los 3100 msnm cerca de 31° N y existen varios bajos topográficos a lo largo de la misma (Figura 5). Castro, *et al* (2003) registra que durante eventos intensos de vientos de Santa Ana las zonas con baja topografía canalizan estos vientos, transportando grandes cantidades de polvo hacia el OP.

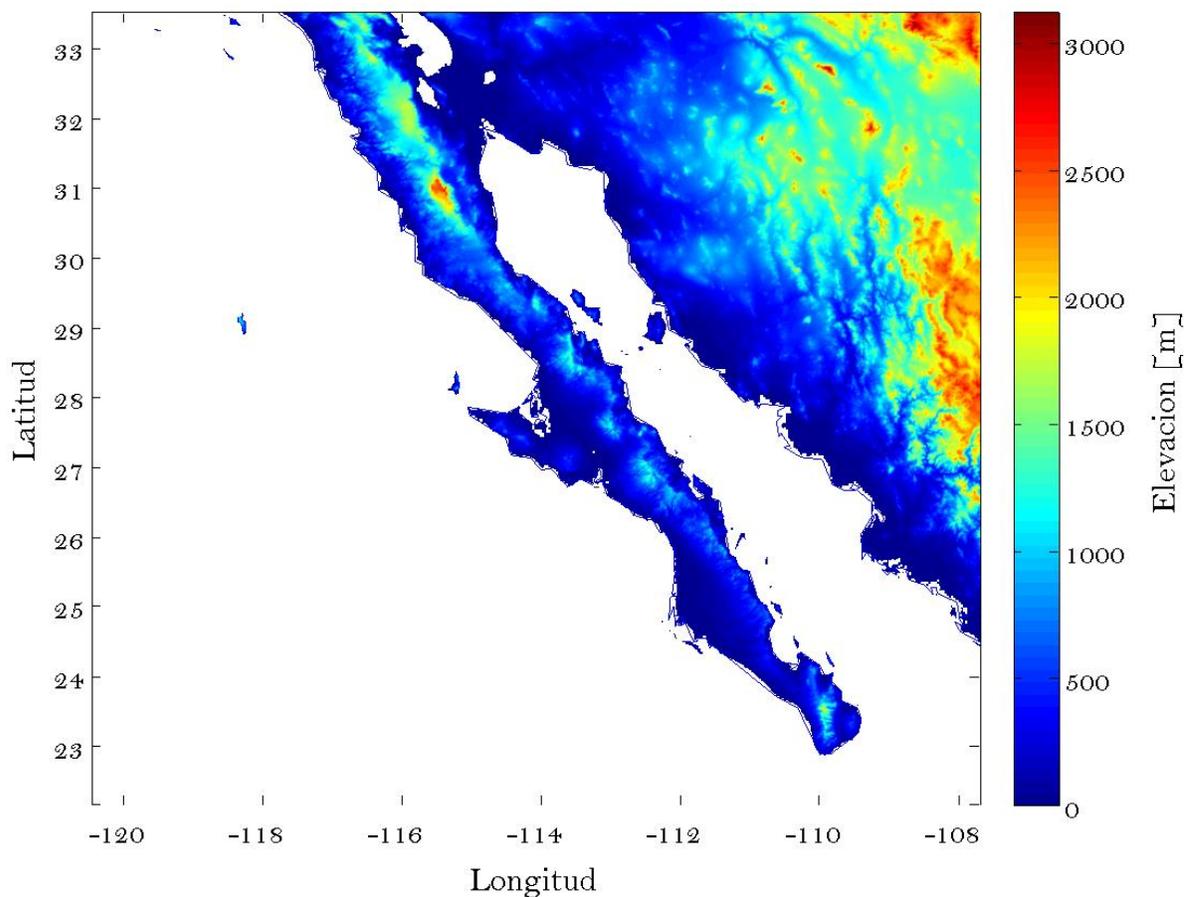


Figura 5. Topografía del noroeste de México. Fuente: ETOPO1

La circulación atmosférica sobre la PBC está dominada por la migración del Anticiclón del Pacífico Norte (Castro y Martínez, 2007) y la circulación del Monzón de Norte América que se presenta durante el verano sobre el Golfo de California (Adams y Comrie, 1997). El paso de sistemas frontales provenientes del Pacífico Norte durante el invierno es la principal fuente de precipitación en la porción norte y noroeste de Baja California (Cavazos y Rivas 2004). Por otra parte el paso de sistemas tropicales (Martínez-Sánchez y Cavazos, 2014) y de sistemas convectivos de mesoescala provenientes de la parte continental de México

que atraviesan el Golfo de California (Farfán y Fogel, 2007) dejan un máximo de precipitación sobre el extremo sur de la península durante el verano.

Si bien la PBC se caracteriza en gran parte de su extensión por clima seco y semiseco (INEGI, 2005), se debe destacar que la precipitación de verano (junio, julio, agosto) no es homogénea a lo largo de la península. La Figura 6 presenta una climatología de la precipitación acumulada durante los meses de junio, julio y agosto para el periodo 1970-2008. En ella se aprecian registros climatológicos entre 10 y 50 mm para la precipitación de verano en la sección que se encuentra entre 32° y 24° N. Al sur de la península, sobre la Sierra de La Laguna, la precipitación climatológica de verano excede los 150 mm. Dicha región es afectada directamente por el Monzón de América del Norte y por sistemas tropicales. Aunque estos totales de precipitación pueden parecer poco significativos comparados con regiones tropicales o con los de la zona núcleo del monzón que se localiza en la Sierra Madre Occidental, es importante considerarlos en el contexto de las zonas áridas para resaltar su importancia.

Con respecto a las circulaciones diurnas en la zona de estudio se han realizado estudios observacionales de manera puntual tanto del lado del Golfo de California, específicamente en San Felipe (Delgado-Gonzalez et al, 1994) y el Océano Pacífico en Bahía de Todos Santos (Reyes-Coca y Parés-Sierra, 1984). Este último estudio resalta la forma de la línea costa (posición relativa de las estaciones frente al mar) en la forma en la que los vientos ingresan tierra adentro. Ciesielski y Johnson (2008) presentan un mapa del ciclo diurno de circulación calculado a partir de observaciones del *North American Monsoon Experiment* (NAME, por sus siglas en inglés) de la región del Monzón Norte América, detectando la circulación de brisas a lo largo de la península. Turrent y Zaitsev (2014) realizan un análisis estacional de la circulación diurna en la Bahía de La Paz, apoyados de simulaciones numéricas realistas con el modelo Weather Research Forecast (WRF); sus resultados destacan el efecto del contraste térmico entre el OP y el GC de hasta 5°C en esta región, que es capaz de inducir flujos de humedad nocturnos de van desde el OP sobre la PBC y hasta el GC. También reportan que durante la tarde se detecta la colisión de celdas de brisa sobre la PBC, siendo estas más intensas en el verano, aunque no son precursoras frecuentes de precipitación, en comparación a lo que ocurre en otras islas-penínsulas.

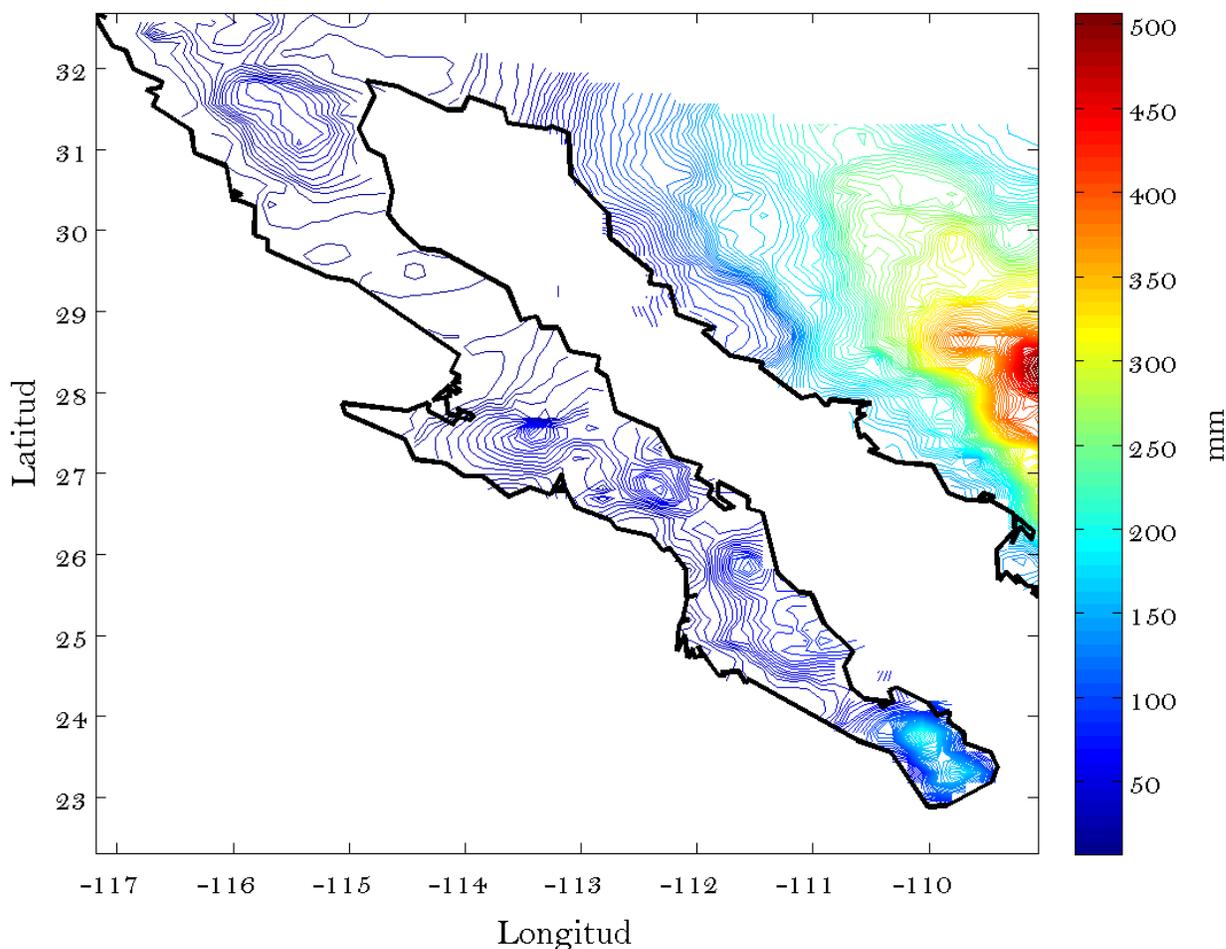


Figura 6. Promedio climatológico de la precipitación acumulada durante junio, julio y agosto durante el periodo 1970-2008. Fuente CLICOM en malla.

Con base en los elementos descritos anteriormente, el presente trabajo se centra en investigar la colisión de frentes de brisa en una isla o península angosta, con énfasis en las características de la Península de Baja California, la cual presenta una topografía compleja, mares adyacentes (OP y GC) cuyas diferencias en temperatura pueden llegar a ser de hasta 10°C y la particularidad de su aridez que contrasta fuertemente con situaciones geográficas que presentan las mismas condiciones meteorológicas.

Teniendo en cuenta que los registros de precipitación no son nulos durante el verano, y que la colisión de frentes de brisa puede ser un precursor de la convección profunda, se plantea la siguiente pregunta: ¿bajo qué condiciones dinámicas y termodinámicas genera precipitación sobre la PBC la colisión de las celdas de brisa de verano provenientes del OP y del GC?

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Analizar las condiciones dinámicas y termodinámicas bajo las cuales la colisión de frentes de brisa es capaz de generar precipitación sobre la Península de Baja California.

1.3.2 Objetivos particulares

Analizar la cadena de procesos dinámicos y termodinámicos asociados a la colisión de frentes de brisa sobre la península de Baja California bajo el siguiente orden.

Convección forzada por el avance y posterior colisión de frentes de brisa opuestos.

Condensación de vapor de agua (o formación de nubes)

Precipitación

Capítulo 2. Metodología

El presente estudio aborda el problema planteado en la introducción con base en simulaciones numéricas bidimensionales (x - z) en las que de manera progresiva se incorporan las características físicas relevantes para resolver la pregunta planteada. Como primer paso, se analiza la modificación de las corrientes de gravedad por medio del número de Froude en función del ancho peninsular (L) y la latitud (φ), así como los cambios en la convección forzada, medida en términos del máximo de la velocidad vertical (w_{\max}). Posteriormente se incluye la interacción entre la brisa marina y las celdas de brisa montaña–valle (BM-V) con topografía idealizada y real. El siguiente paso en la modelación involucra la consideración de la diferencia entre las temperaturas superficiales del OP y GC. Finalmente se analizan tres casos caracterizados por cambios en el contenido de vapor de agua en la tropósfera que son seleccionados con base en observaciones satelitales de imágenes de luz visible: un día de verano sin nubosidad sobre la PBC (SN), uno con una banda de nubes cúmulos de poca profundidad (CU), y un día donde se observó convección profunda sobre la península (CP).

2.1 Descripción del modelo y pruebas preliminares

El WRF (*Weather Reserarch and Forecasting*) es un modelo atmosférico regional utilizado para calcular pronósticos del estado de tiempo de manera operativa y con fines de investigación. El modelo resuelve las ecuaciones de movimiento en modo no hidrostático y es capaz de hacer una representación realista del terreno por medio del uso de la coordenada σ en la vertical (Skamarock *et al*, 2008; <http://www.wrf-model.org>). Las configuraciones posibles del modelo incluyen casos realistas de re-escalamiento dinámico de modelos globales y varias opciones para casos idealizados, uno de los cuales se denomina *seabreeze2d_x*.

Ese esquema pre-configurado para la modelación idealizada de las brisas marinas con WRF se caracteriza por ser bidimensional (x - z), con 35 niveles verticales y diversas opciones para las parametrizaciones de la capa límite, la radiación de onda corta (ROC) y onda larga (ROL), la física de la superficie terrestre (elección de uso de tipo de vegetación y suelo) y la microfísica de las nubes. La configuración original del esquema *seabreeze2d_x* de WRF fue modificada para incluir variaciones en la latitud de la sección bidimensional con el objetivo de analizar los efectos de la rotación terrestre y de la variación latitudinal de la radiación solar sobre la evolución de los sistemas de brisa. La configuración base utilizada en este estudio además también tiene a los puntos de tierra (con L variable) centrados en el dominio horizontal y cuerpos de agua

en ambos costados. La Figura 7 presenta la configuración de los experimentos realizados para una IP sin topografía. Se realizaron experimentos previos para determinar resolución horizontal y para probar el funcionamiento del esquema de ROC durante distintas fases (estaciones) del ciclo anual.

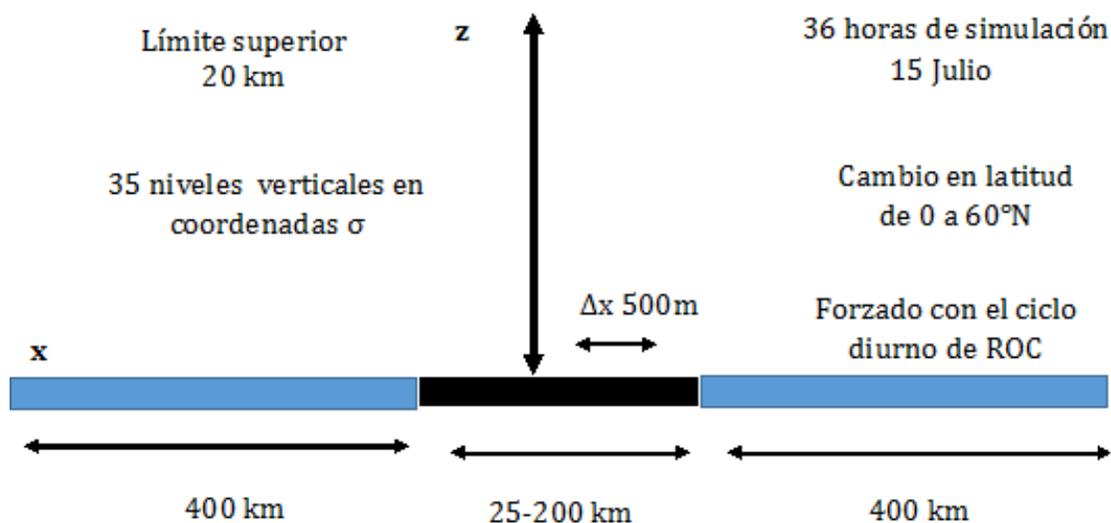


Figura 7. Representación del esquema de brisa marina y configuración de los experimentos sin topografía.

2.1.1 Resolución horizontal

Para determinar la resolución horizontal óptima se parte de la idea de que es deseable que ésta sea máxima para resolver las escalas espaciales más pequeñas posibles asociadas a los sistemas de brisa sin provocar inestabilidades numéricas. En general, los estudios numéricos de las brisas disponibles en la literatura científica han utilizado resoluciones horizontales de entre 0.1 y 5 kilómetros. (Crosman y Horel, 2010). Con la finalidad de evaluar el desempeño del modelo conforme se incrementa la resolución horizontal, se realizaron corridas en las que se varió Δx desde 1000 hasta 100 metros en intervalos de 100 m. Se realizaron 36 horas de simulación comenzando a las 00:00 GMT (16:00 local) en un dominio 400 km de extensión total, de los cuales 100 km son puntos de tierra que se encuentran en el centro del dominio.

En la Figura 8 se presenta la evolución de la presión en superficie durante la simulación con Δx de 1000 (a), 700 (b), 500 (c) y 300 (d) metros. En términos generales se pueden apreciar los cambios de presión

asociados al comportamiento de las brisas. Desde el comienzo de la simulación y hasta las once horas de la corrida se aprecia una alta presión en el centro del dominio (puntos de tierra) y dos bajas presiones sobre los puntos de océano; a partir de la hora 13 y hasta la 26 los cambios en los sistemas de presión se invierten de tal manera que existe baja presión sobre la tierra rodeada de dos centros de alta presión sobre los océanos, situación que da pie al desarrollo de celdas de brisa marina sobre ambas costas. Este patrón está bien definido en las Figuras 8a, 8b y 8c. Sin embargo, en caso 8d (resolución horizontal de 300 m) los campos de presión en todo el tiempo son muy erráticos. La probable causa de los grandes errores numéricos observados en la Figura 8d es la violación del criterio de estabilidad numérica CFL (Courant-Friedrichs-Lewy). Antonelli y Rotunno (2007), Crosman Horel (2012), Rizza *et al* (2015) reportan experimentos numéricos de celdas de brisa hechos con una resolución horizontal de 100 metros utilizando el método de *large eddy simulation* (LES), que resuelve de manera explícita los términos asociados a la turbulencia. En contraste, la configuración del esquema *seabreeze2d_x* utiliza un esquema de parametrización de los efectos turbulentos no resueltos por la malla computacional (Tabla 2). Con base en los resultados presentados en la Figura 8, en el presente trabajo se eligió trabajar con un Δx de 500 metros.

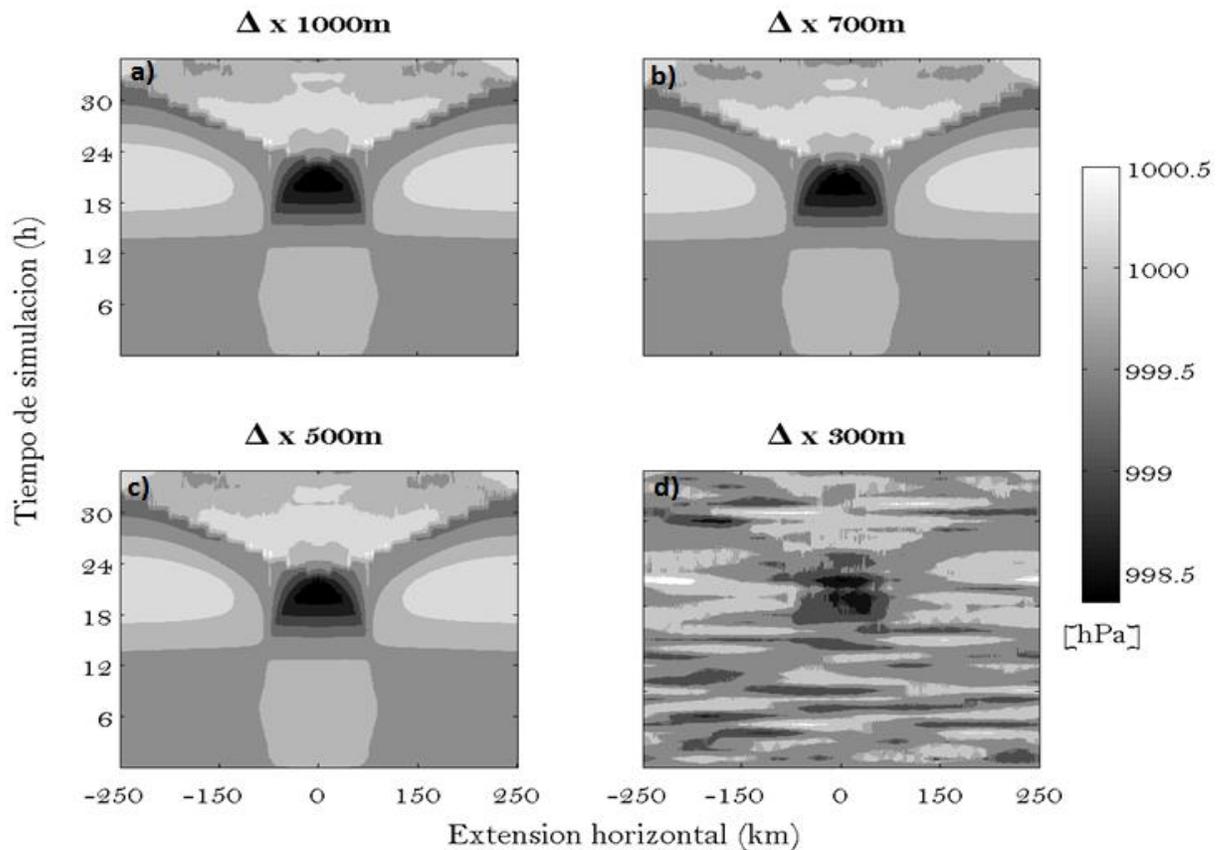


Figura 8. Evolución de la presión en superficie variando Δx . a) 1000m, b) 700m c) 500m y d) 300m. El cero está ubicado en el centro del dominio (centro de la IP).

2.1.2 Estacionalidad de las brisas

El propósito de correr la configuración *seabreeze2d_x* para distintas fases (estaciones) del ciclo anual es evaluar la respuesta del esquema de parametrización de la ROC. El esquema empleado es el de Dudhia (1989), el cual contempla el ángulo del cénit solar dependiente de la fecha del año y de la latitud, la presencia de nubes y el albedo asociado a ellas, la dispersión de radiación por el aire y la absorción de ROC por vapor de agua. Se realizaron cuatro simulaciones de 36 horas que comenzaron en un día representativo para cada estación: 15 de enero (invierno), 15 de abril (primavera), 15 de julio (verano) y 15 de octubre (otoño), sobre una IP de 125 km de ancho a 30°N. Se evalúan tres indicadores que dan cuenta de la intensidad de las brisas resultantes: la diferencia entre la temperatura del aire a 2 metros de altura de un punto de malla que se encuentra a 62.5 km de la línea de costa sobre el mar y la de otro punto ubicado a la misma distancia de la costa sobre la IP (ΔT); la diferencia correspondiente de la presión atmosférica superficial (Δp) y la componente U del viento a 10 metros de altura (U_{10}) en un punto de mar a 20 km de la costa oeste de la IP. La Figura 9a describe el ciclo diario de ΔT (que representa el contraste térmico mar-tierra) en el que se observan los contrastes térmicos máximos entre las 13:00 y 15:00 hora local. El valor máximo de ΔT es de -11.5°K para el mes de julio, seguido de los valores para abril, octubre y enero. Como respuesta a las diferentes amplitudes de ΔT podemos observar que existen cambios en el ciclo diario de Δp que coinciden con el patrón estacional (Figura 9b). En concordancia con los gradientes horizontales de presión implícitos en la Figura 9b podemos observar que la magnitud de U_{10} es mayor durante el verano, y la magnitud de la velocidad disminuye considerablemente durante el otoño e invierno (Figura 9c). En general se aprecia que la parametrización de ROC empleada en el esquema *seabreeze2d_x* es sensible a los cambios estacionales, resultando en mayores gradientes horizontales de T y p , y una mayor intensidad de U_{10} , en la simulación de verano. Para el presente trabajo se estableció la fecha del 15 de julio para realizar todos los experimentos numéricos restantes.

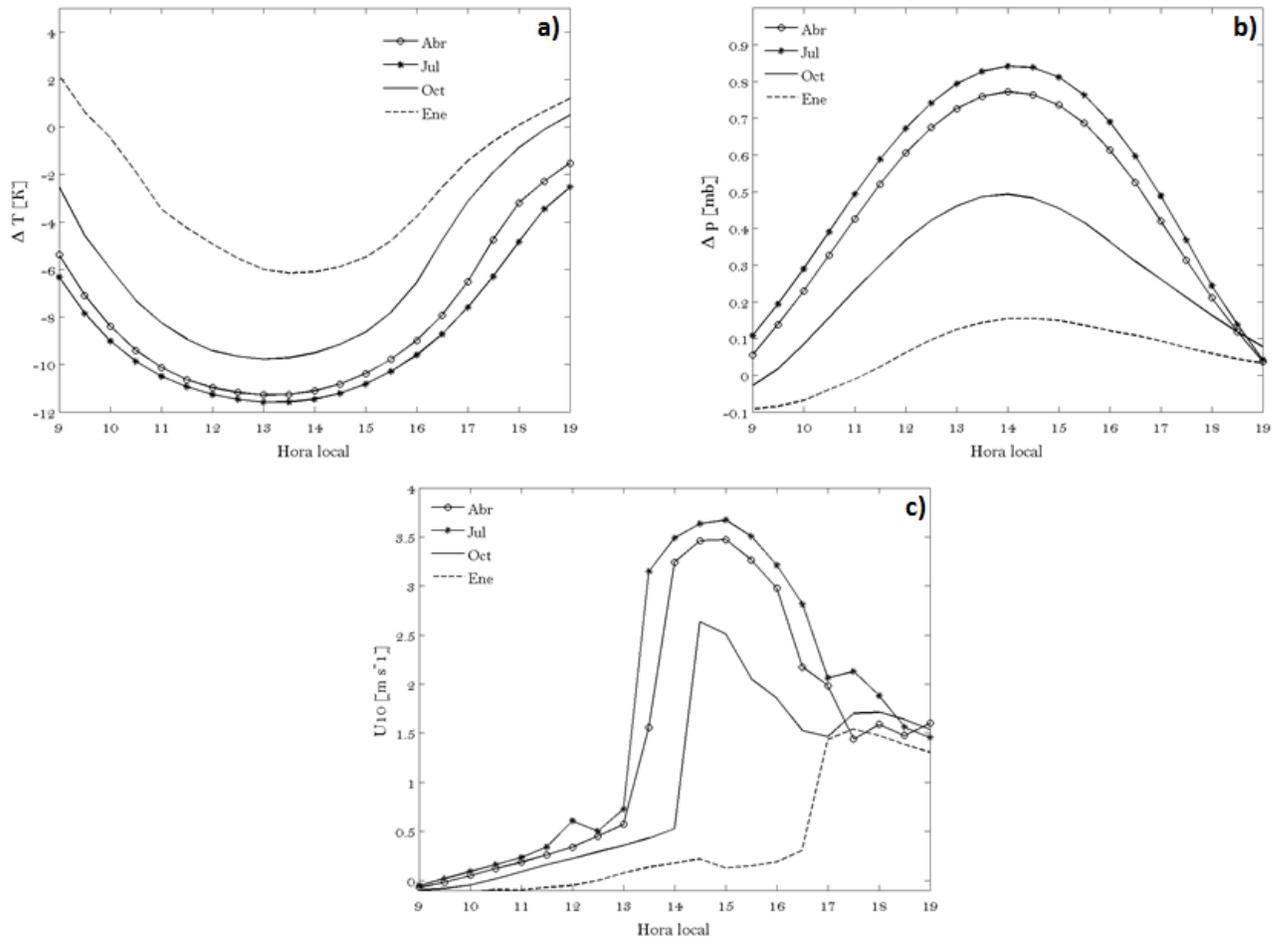


Figura 9. Ciclo diario de ΔT (a) y Δp (b). Calculado con 62.5 km de la parte oceánica y la misma longitud de la parte de IP. En c) se encuentra U_{10} en un punto a 20 km de la costa oeste de la IP.

2.1.3 Extensión del dominio (parte oceánica)

Para elegir la extensión horizontal de las regiones oceánicas se tomó en cuenta que el dominio fuera suficientemente grande para que la celda de brisa marina cerrara de manera libre, lejos de las fronteras laterales. En general la celda de brisa se extiende aproximadamente 120 km mar adentro en las simulaciones numéricas. El dominio base tiene una extensión horizontal de 400 km. Si a ésta restamos 125 km de una IP en 30° N, quedan 137 km de mar por ambos lados. Con la finalidad que las celdas no sean afectadas por la cercanía con las fronteras y dejar que las celdas evolucionen libremente se extendieron las regiones oceánicas hasta 400 km a cada lado de las IP, independientemente del valor de L (lo que implicó aumentar el dominio que representa al GC más allá de su extensión real). Esto es, las simulaciones numéricas no incluyen a la región continental de México, quedando con una configuración océano-IP-océano como se muestra en la Figura 7. A dicha configuración se incorporaron progresivamente las características propias de la zona de estudio (OP, PBC y GC).

2.1.4 Fronteras laterales

Con la finalidad de evaluar el comportamiento del modelo en más de un ciclo diurno y revisar la estabilidad de las soluciones, se realizaron simulaciones con una IP de 125 km en 30° N y una duración de 96 horas iniciando a las 00:00 GMT del 15 de julio. En primera instancia se realizó una corrida con las condiciones de frontera periódicas en ambas direcciones horizontales (x, y ; Figura 10a). Aunque la configuración del dominio computacional es bidimensional en el plano $x - z$, los esquemas numéricos del modelo requieren de algunos puntos de malla en la dirección y . Para esta simulación se aprecia que a partir de la hora 8 y hasta la 16 (00:00-08:00 local) dos celdas se propagan desde la IP hacia ambos mares (brisa terral). Posteriormente, entre la hora 17 y hasta la 27 (09:00 y 19:00 hora local) se observa el avance de dos celdas desde ambos mares hacia centro del dominio. No existe influencia apreciable de las fronteras laterales sino hasta la hora 38 de la simulación. A partir de ese tiempo el ruido en las soluciones comienza a propagarse en todo el dominio. El mismo experimento se realizó cambiando a fronteras simétricas ($Xs Ys$), abiertas ($Xa Ya$) y una combinación de abierta y periódica ($Xa Yp$). En términos generales todas las combinaciones presentan ruido una vez las celdas de circulación tienen contacto con los límites del dominio. Esto ocurre en todos los casos después de 38 horas de simulación. En el caso de las simulaciones con condiciones de frontera $Xp Yp$ y $Xa Yp$ (Figuras 10 a y c), se alcanza a formar el segundo ciclo brisas avanzando sobre la IP después de la hora 48. En el caso de $Xs Ys$ se puede apreciar hasta un tercer ciclo de brisas (Figura 10b), aunque éste se encuentra afectado por la interferencia proveniente de las fronteras y del propio estado de no reposo del que se parte a partir del segundo ciclo. Crosman y Horel (2012) reportaron inestabilidades similares en las simulaciones después de la décima hora en un dominio de 230 km, utilizando el método LES. Similarmente, Steele *et al* (2013) analiza solo las primeras 24 horas de simulación del esquema de brisa marina. Con base en estos resultados, se determinó utilizar solo las primeras 36 horas de las simulaciones empleando el esquema de fronteras periódicas en x y y . Para los resultados presentados en el siguiente capítulo se utilizan únicamente las soluciones obtenidas entre las 17 y 30 horas de integración, en las que se presenta el avance sobre la IP desde ambos mares del primer ciclo de brisas marinas.

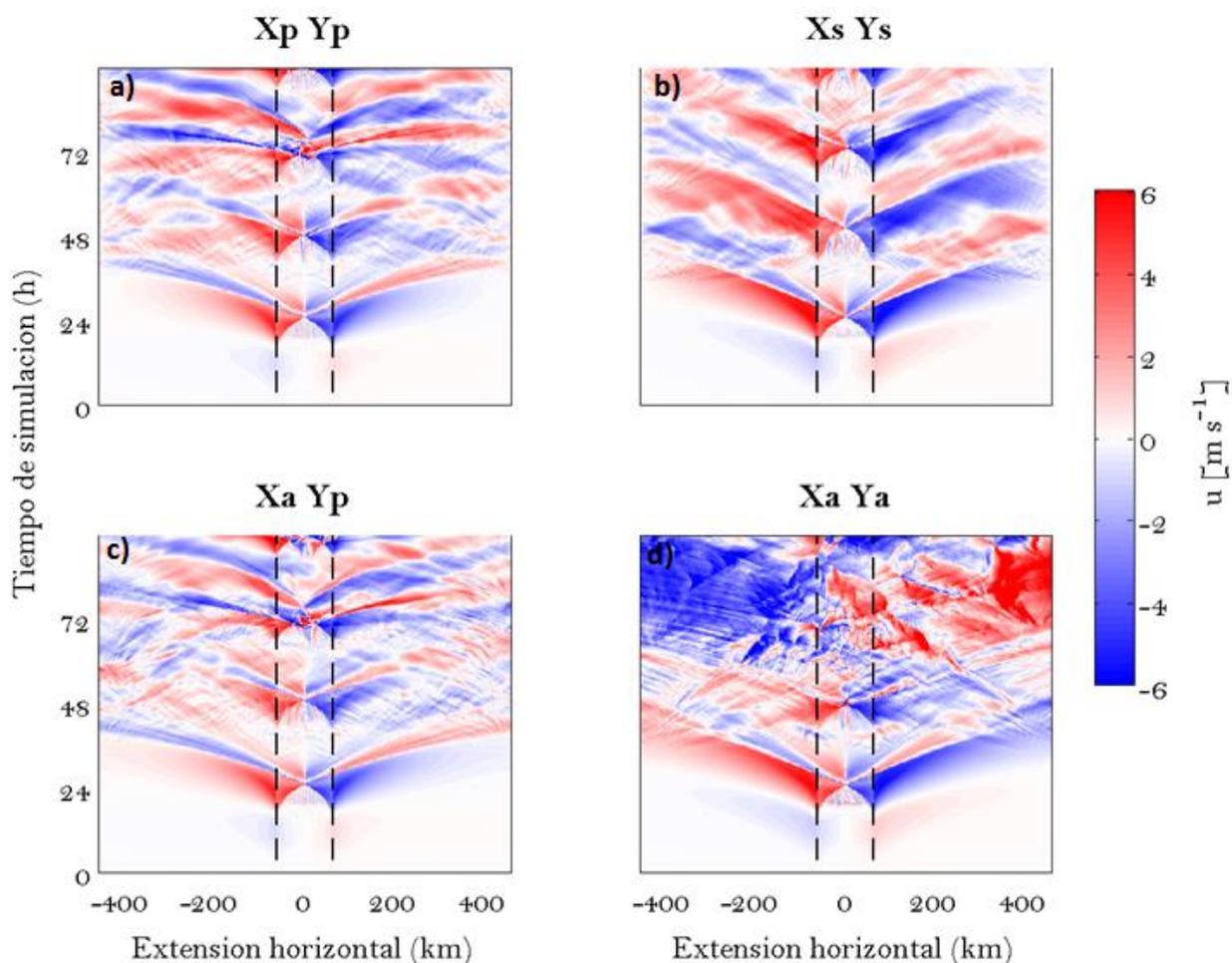


Figura 10. Evolución de la componente zonal del viento U_{10} con diferentes condiciones de frontera. a) Periódicas ($X_p Y_p$), b) Simétricas en x y y ($X_s Y_s$), c) Abiertas en x y periódicas en y ($X_a Y_p$) y d) Abiertas en x y y ($X_a Y_a$). Las líneas punteadas representan la ubicación de las costas (oriental y occidental). Los valores positivos (negativos) tienen dirección hacia el este (oeste).

Una vez que se realizaron las pruebas preliminares para determinar el tamaño del dominio, la estación del año por analizar y la respuesta apropiada del esquema de radiación, la resolución espacial horizontal y el esquema de condiciones de frontera, se procedió a plantear los experimentos numéricos diseñados para abordar los objetivos de este estudio. En la Tabla 2 se resume la configuración del modelo WRF que se utilizó en las simulaciones.

Tabla 2. Configuración de parametrizaciones físicas utilizadas para las simulaciones de WRF *seabreeze2d_x*.

Proceso	Parametrización
Cúmulus	Sin Parametrization
Radiación de onda corta	Dudhia
Radiación de onda larga	Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)
Capa límite	Yonsei University scheme (YSU)
Microfísica	Kessler
Suelo	5-layer thermal diffusion

2.2 Evolución de las celdas de brisa en función del ancho de la IP (L) y de la latitud (φ)

Para investigar el efecto del ancho de una IP angosta sin topografía se realizaron una serie de corridas en las que L varía desde 25 hasta 200 km, en incrementos de 25 km. Este planteamiento es una extensión del ejercicio realizado por Xiian y Pielke (1991), quienes realizaron simulaciones con IP de 24, 50, 100, 150 y 200 km en 40°N. Con la finalidad de evaluar el efecto de la latitud sobre la evolución de las celdas de brisa, se realizaron simulaciones con valores del parámetro de Coriolis (f) correspondientes al ecuador y hasta 60°N con incrementos de 10°. De esta manera se calculó una matriz de 56 elementos (correspondientes a igual número de simulaciones) que abarca las variaciones en el ancho de la isla-península (L) y la latitud (φ).

2.2.1 Calculo del número de Froude

Una manera de evaluar la dinámica de las corrientes de gravedad es mediante el número de Froude, que es la razón entre la inercia y la fuerza de boyancia involucrada en la corriente de gravedad y que se puede expresar de la siguiente forma:

$$F = \frac{U}{\sqrt{gH \frac{\Delta\rho}{\rho}}} \quad (1)$$

donde U es la velocidad de propagación del frente de brisa, H es la altura de la celda de brisa, $\Delta\rho$ es la diferencia entre las densidades de la masa de aire cálida y la masa fría y ρ es la densidad de la masa cálida.

Esta formulación es consistente con Simpson (1968), que comparó la brisa marina con corrientes de gravedad generadas en condiciones de laboratorio; Atkins y Wakimoto (1997) también discuten la idea de que las brisas se comportan como corrientes de densidad basados en observaciones obtenidas en el experimento CaPE.

Una limitante para poder comparar las corrientes de gravedad que ocurren en las simulaciones con diferentes anchos de IP y a distintas latitudes, es evaluarlas objetivamente durante la misma fase de su evolución, evitando que en IP muy pequeños (≤ 75 km) ya hayan colisionado o que en los casos de $IP \geq 100$ km haya transcurrido suficiente tiempo como para que los efectos de la fricción sobre las celdas sean importantes. Para evitar este problema, el número de Froude se calculó en el tiempo al que ocurre la mínima presión en superficie sobre la IP durante el primer ciclo de brisa de cada simulación (Figura 11). La evolución temporal del mínimo de presión funciona de tal manera que va disminuyendo a medida que avanza el día, hasta llegar a un punto de inflexión en el que sus valores comienzan a crecer. En los casos de IP muy angostas la presión en superficie comienza a aumentar una vez que se han establecido las celdas de brisa sobre ambos mares; por otra parte en los casos de $IP \geq 100$ km el mínimo de presión empieza a crecer pasada la hora de máxima insolación. El uso del tiempo de presión mínima en superficie garantiza que la evaluación de las celdas mediante el número de Froude se haga cuando éstas tienen el mismo grado de madurez, sin que hayan colisionado los frentes opuestos o hayan sido degradadas por la fricción.

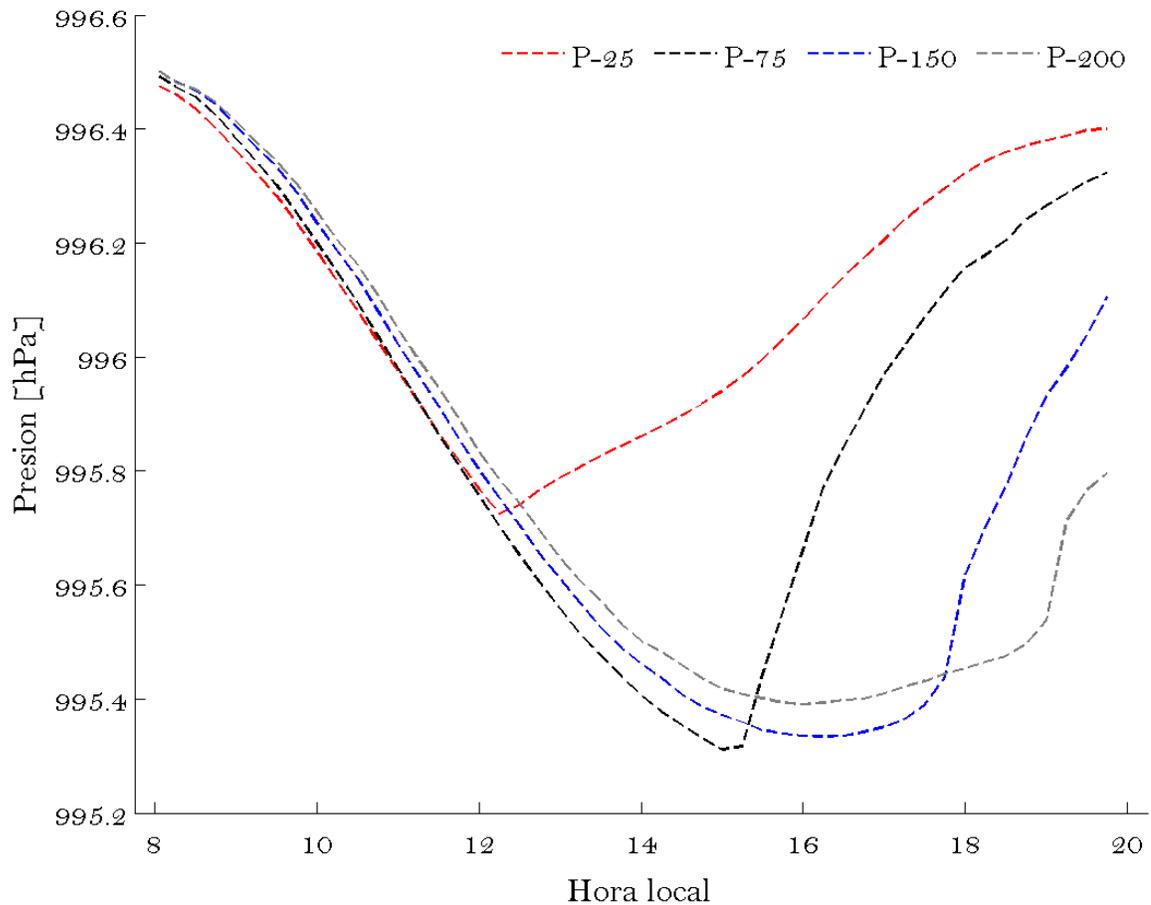


Figura 11. Ciclo diario de presión mínima en superficie sobre IP de diferentes anchos.

Otros elementos necesarios para el cálculo del número de Froude son: 1) la posición del frente de brisa, que se determinó como la posición del punto de máxima humedad específica superficial (q) al tiempo de madurez de la brisa; 2) la velocidad de propagación del frente de brisa (U), la cual se determinó considerando al avance que tuvo el frente durante la hora previa al tiempo de evaluación del número de Froude; 3) la temperatura de la masa de aire frío asociada a la brisa marina se obtuvo como el promedio espacial de la temperatura superficial desde la posición del frente hasta el núcleo frío que lo precede en todos los casos; la temperatura de la masa de aire cálido se calculó como el promedio espacial desde la posición del frente hasta el centro de la IP.

La densidad fue obtenida de la Ley de los Gases Ideales:

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (2)$$

Donde p es la presión, R es la constante universal del aire seco y T es la temperatura. Para poder utilizar (7) de manera general, tomando en cuenta los efectos termodinámicos del vapor de agua, se sustituyó T

por la temperatura virtual T_v . De esa manera se facilita el cálculo de la densidad utilizando la constante de aire seco pero incluyendo los efectos del vapor de agua:

$$T_v = T + (1 + 0.608 q_v) \quad (3)$$

donde q_v es la humedad específica y $\frac{R_d}{R_v} = 0.608$ es la razón entre las constantes de gas para aire seco y aire húmedo.

2.2.2 Máxima velocidad vertical (w_{max})

De la matriz de simulaciones se obtuvo la máxima velocidad vertical para cada corrida de manera horaria como un indicador de la convección forzada tanto por el avance de las celdas de brisa marina desde ambas costas y como por su eventual colisión.

2.3 Interacción de la brisa marina con brisa de valle

Teniendo en cuenta que existe una cadena montañosa en toda la extensión longitudinal de la PBC, se plantearon una serie de experimentos que simulen cómo interaccionan las celdas de brisa sobre una península angosta con topografía. Como primer paso se realizó una simulación con una montaña idealizada de forma gaussiana altura de $h=1000$ metros y 125 km de ancho en 30° N (que es el ancho aproximado de la PBC a esta latitud). Esta primera simulación no tiene océanos adyacentes. Posteriormente se incluyeron regiones oceánicas en ambos lados de la montaña (TI).

Considerando que para 30°N se cuenta con experimentos sin topografía y con la topografía idealizada, el siguiente paso fue incluir el corte topográfico realista para la PBC en esta latitud (TR) a partir de datos obtenidos de los datos topográficos ETOPO1 (<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>), los cuales fueron interpolados a 500 metros de resolución horizontal. Finalmente, en esta sección también se realizó una corrida que incluye la diferencia de temperaturas entre el OP y GC (TR-DO). Con base en el orden de simulaciones descrito nos proponemos entender cómo se va modificando el comportamiento de las brisas en la medida que se incorporan elementos más realistas propios de la zona de estudio.

Adicionalmente se realizaron corridas con cortes topográficos realistas en 27°, 24.5° y 23.6° N, los cuales fueron elegidos en función del ancho peninsular y la forma de la topografía. El corte de 27° N es la parte más extensa de la PBC con 194 Km, mientras que de 24.6° y 23.5° N cuentan con 110 y 84 km respectivamente (Figura 12). Estas simulaciones incluyen las diferencias de temperatura entre ambos cuerpos de agua que se describen en la Tabla 3.

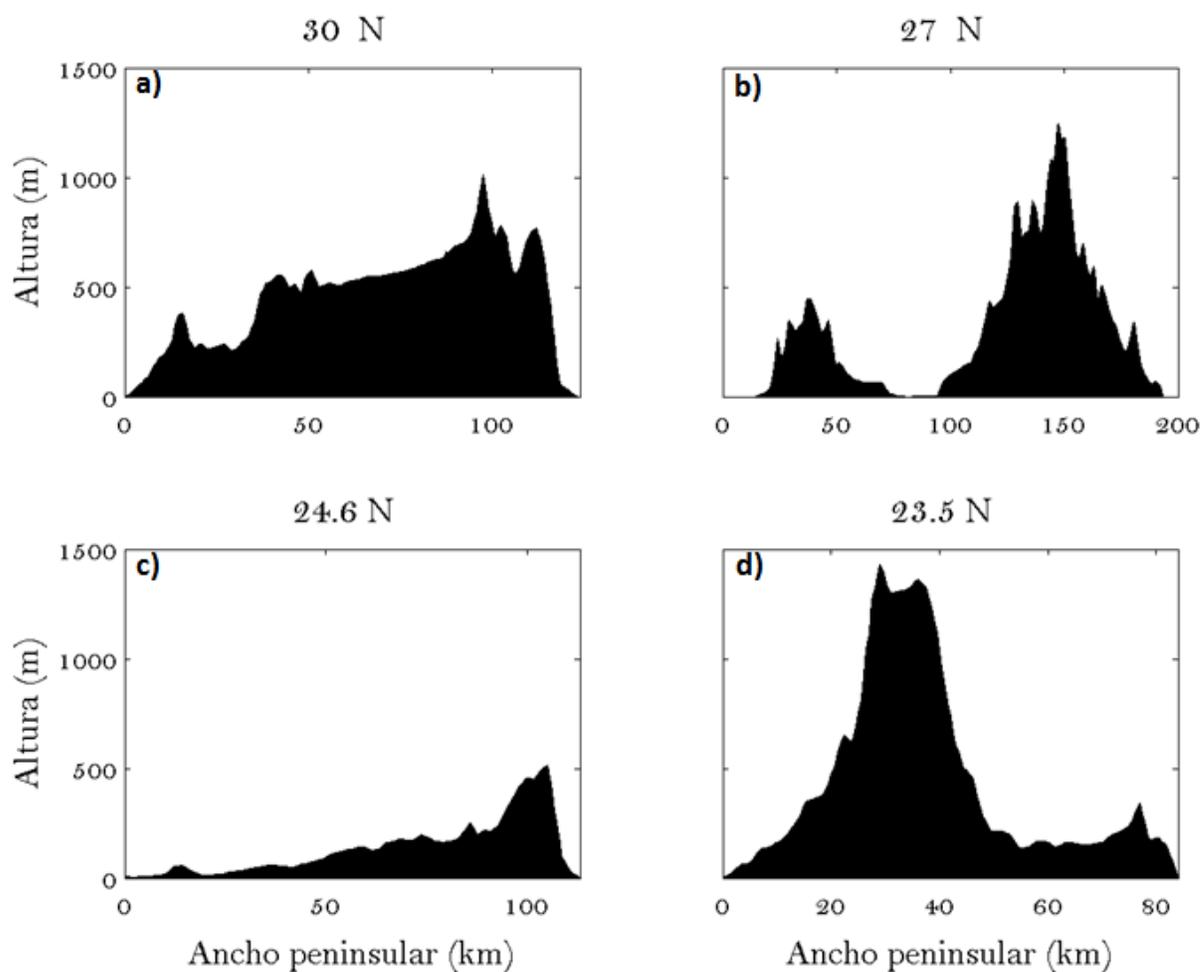


Figura 12. Topografía sobre la PBC en diferentes cortes latitudinales. a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6° N y d) 23.5 N.

Tabla 3. Diferencia de temperatura entre el OP y el GC en los ejercicios de modelación con topografía realista.

Latitud (ϕ)	ΔT entre OP y GC
30 y 27	7° K
24.6 y 23.5	5° K

2.4 Cambios en las condiciones iniciales de humedad

El siguiente paso en el estudio de la colisión de los frentes de brisa que pueden actuar como precursores de convección profunda y precipitación fue identificar mediante imágenes de satélite tres casos con diferentes condiciones de nubosidad sobre la PBC: un día de verano sin nubosidad (SN), uno con cúmulos poco profundos (CU) y otro con convección profunda (CP). Dichas condiciones se detectaron el 1, 26 y 15

de julio de 2004 respectivamente. Cabe notar que el día con convección profunda sobre la PBC ocurrió inmediatamente después del paso del ciclón tropical Blas sobre el OP adyacente a la península. Para cada una de esas fechas se obtuvieron perfiles verticales de humedad específica, temperatura del aire y altura de la base de datos del reanálisis NARR (*North American Regional Analysis*; Mesinger *et al*, 2006; <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/rreanl>) para puntos geográficos sobre el OP, la PBC y el GC. Estos perfiles sirvieron a su vez para definir las condiciones iniciales del siguiente grupo de simulaciones. Las Figuras 13, 14 y 15 muestran los perfiles verticales de humedad específica obtenidos del NARR en las diferentes secciones latitudinales; se presenta también una imagen de satélite de luz visible en la que se aprecian los patrones de nubosidad que ocurrieron durante cada caso elegido.

Para evaluar el efecto termodinámico del vapor de agua sobre la evolución de las celdas de brisa en cada caso, se calculó la energía potencial disponible para la convección (*CAPE*, por sus siglas en inglés), expresada como:

$$CAPE = \int_{LE}^{LFC} (T_h - T_a) d \ln(p) \quad (4)$$

Este índice de estabilidad estática es una medida del área entre las intersecciones de los perfiles verticales de variables termodinámicas relevantes: la temperatura teórica (T_h) de una parcela de aire que se eleva pseudoadiabáticamente desde la superficie hasta los niveles superiores de la tropósfera y la de temperatura observada del aire en la misma localidad (T_a). La integral de la diferencia entre esas temperaturas se evalúa entre el nivel de convección libre (*LFC*) y el nivel de equilibrio (*LE*). Como lo muestra la fórmula, la condición para que existan valores positivos de *CAPE*, los cuales indican condiciones de inestabilidad estática de la atmósfera, es que *LFC* para lo cual la $T_h > T_a$ en alguna altura por encima del nivel de *LFC*. Dicha situación indica que la parcela de aire saturado es menos densa que sus alrededores y por lo tanto puede ascender, favoreciendo la convección profunda. Cambios en los perfiles verticales de la humedad específica modifican la altura a la que el aire se satura de vapor de agua, afectando así la estabilidad estática de la atmósfera en cada caso analizado.

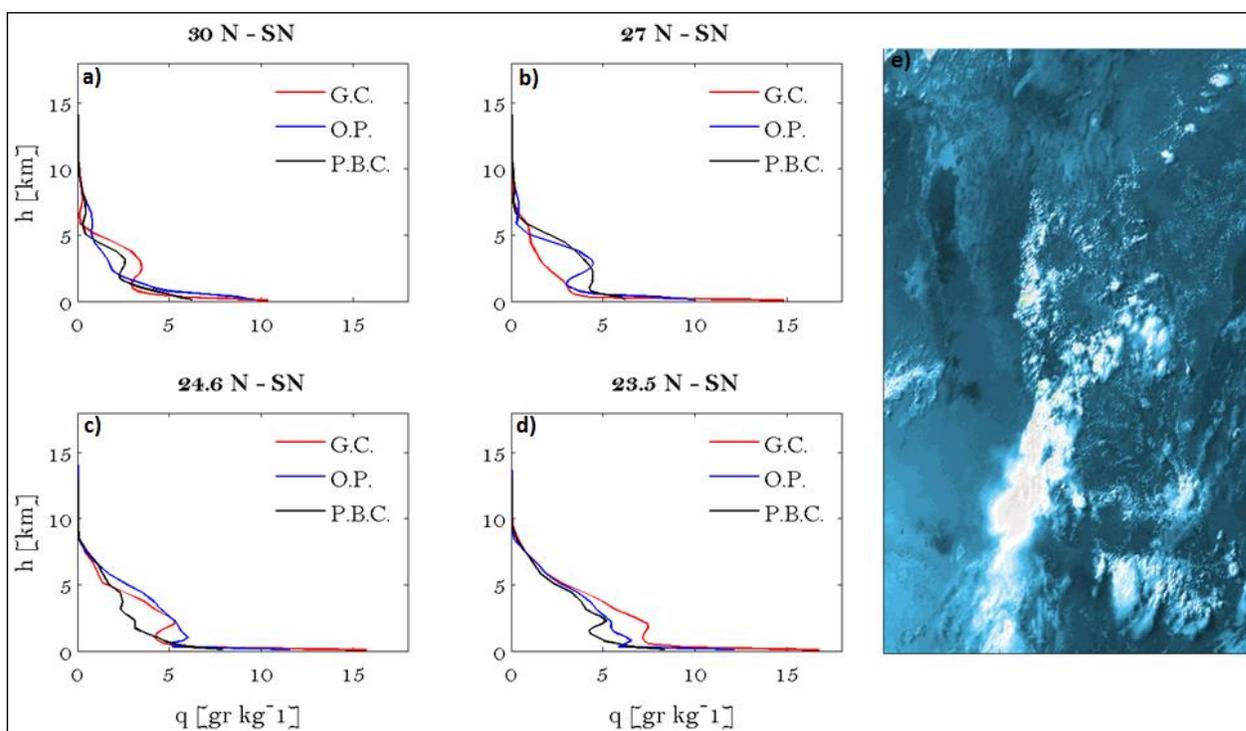


Figura 13. Perfiles de humedad específica (q) para el OP, PBC y GC para la simulación del caso sin nubosidad en diferentes cortes de latitud ; a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6° N y d) 23.5 N. e) Imagen se satélite visible sobre noroeste de México el día 1 de Julio de 2004 23:00 (GMT), proporcionada por SMN.

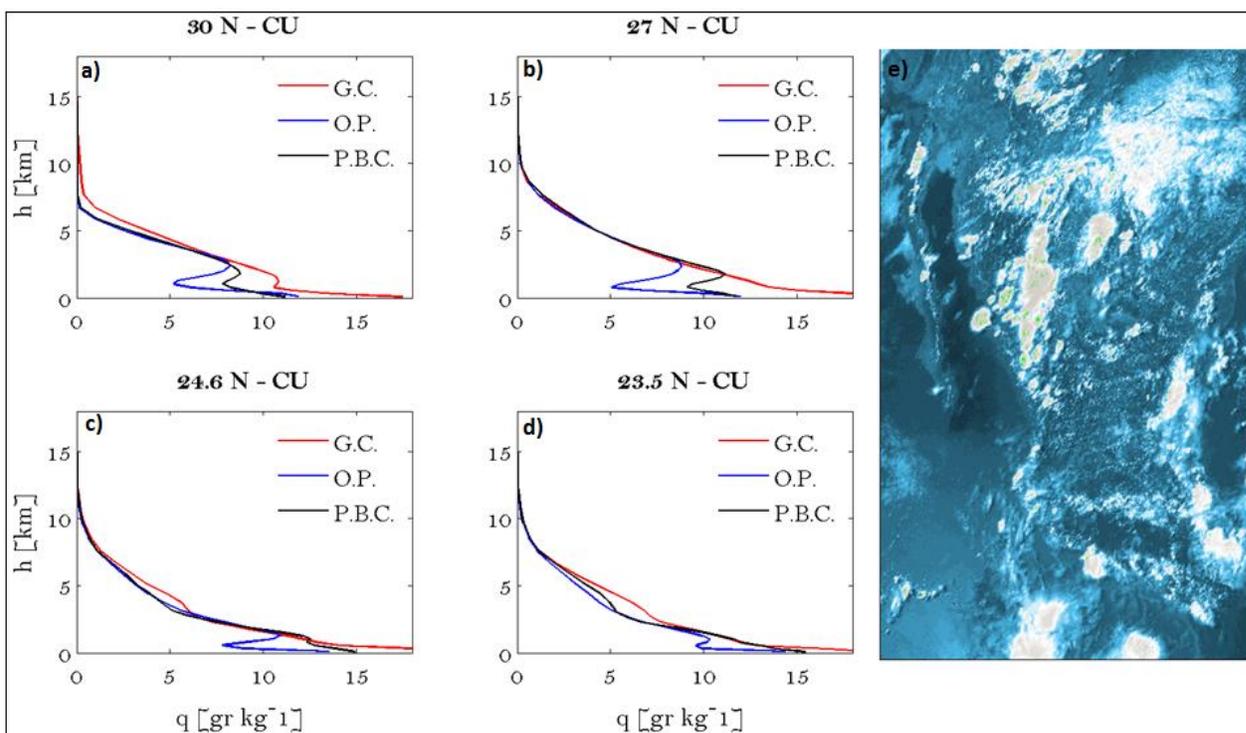


Figura 14. a), b), c) y d) como en 14, en el caso de cúmulos poco profundos. e) Imagen de satélite visible sobre noroeste de México el día 26 de Julio de 2004 23:00 (GMT), proporcionada por SMN.

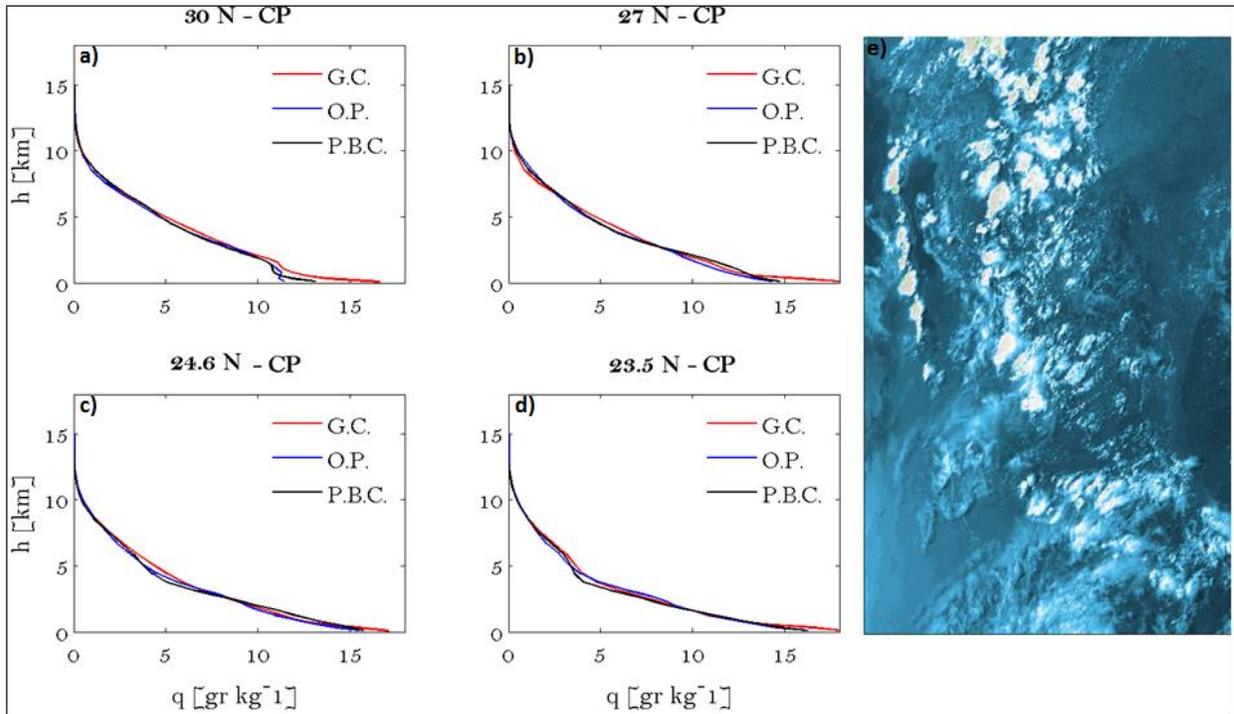


Figura 15. a), b), c) y d) como en 14, en el caso de convección profunda. e) Imagen de satélite visible sobre noroeste de México el día 15 de Julio de 2004 23:00 (GMT), proporcionada por SMN.

Capítulo 3. Resultados

3.1 Brisas sobre una IP sin topografía.

3.1.1 Número de Froude

El número de Froude (F) es la razón adimensional entre las fuerzas inerciales (U) y de boyancia ($[Hg \frac{\Delta\rho}{\rho}]^{1/2}$). La variación de este parámetro en el plano $L - \varphi$ responde más al efecto del ancho de la IP que a la variación en latitud, de tal manera que el valor de F crece de manera progresiva con L en el rango de 25 hasta 150 km. Sin embargo, para $L > 175$ km, F comienza a disminuir (Figura 16). Una posible explicación para que exista un límite superior en el incremento de F es que U sea la variable que llegue a un máximo; es decir, más allá de cierto ancho de IP la velocidad de propagación del frente de brisa no aumenta más. Por otro lado, la flotabilidad ($\frac{\Delta\rho}{\rho}$) ó la altura de la celda pueden seguir creciendo en la medida que L aumenta, pues existe una mayor superficie con flujo de calor diabático que calienta la atmósfera en respuesta a la ROC, lo que necesariamente debe incrementar el gradiente horizontal del densidad (Tabla 17). Notablemente, un segundo máximo de F se encuentra para IP > 150 km entre 15 y 30°N, región en la cual la velocidad de propagación no tiene el mismo límite en L que se describe arriba. Para todos los casos analizados, $F < 1$, lo que indica que la fuerza de boyancia domina al sistema.

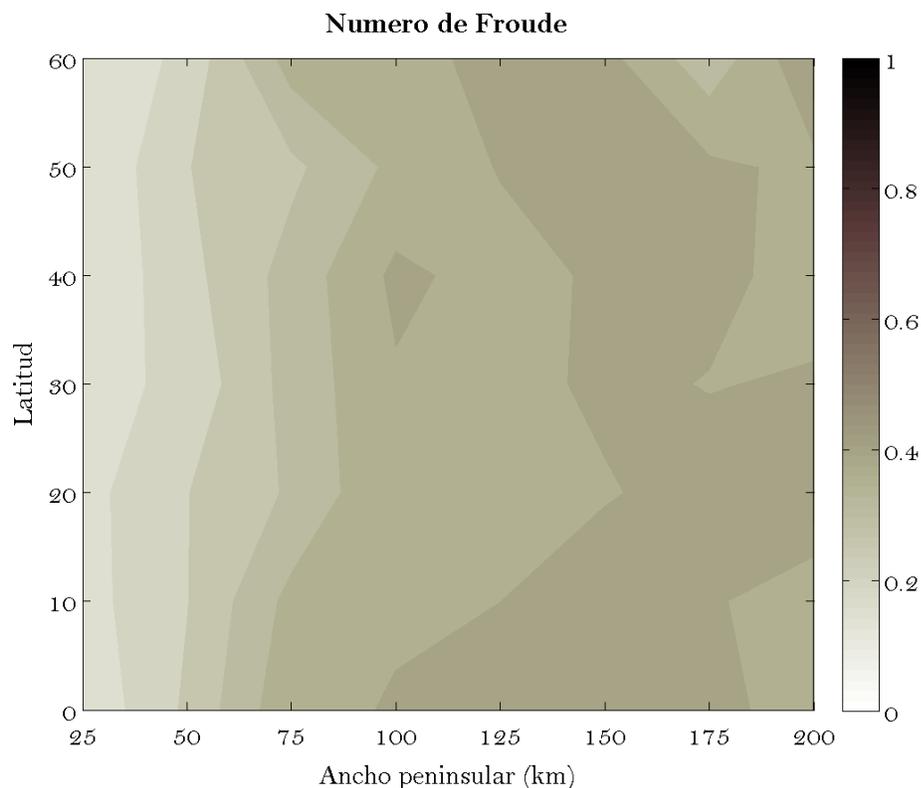


Figura 16. Número de Froude en función del ancho (L) de IP y latitud (φ)

3.1.2 Máxima velocidad vertical (w_{max})

El comportamiento de w_{max} se analiza de manera horaria, por lo que para cada par de L y φ pueden ocurrir situaciones diferentes. Esto es, en IP angostas la colisión de frentes puede ya haber ocurrido a tiempos en los que en los casos con L mayores las celdas de brisa todavía se encuentren evolucionando libremente. Adicionalmente, las variaciones en la ROC con la latitud generan una variación en el calentamiento diabático de la atmósfera sobre los puntos terrestres para cada banda de latitud. Durante las primeras horas de insolación (hasta las 12:00 local), en las IP de 25 km, ya ha ocurrido la colisión de los frentes de brisa, situación que se puede apreciar como una banda con mayores magnitudes de w_{max} (Figura 17a). Un segundo máximo en la convección forzada se aprecia sobre la latitud de 30°N a lo largo de todos los anchos de IP. Esta latitud es notable pues en ella coincide idénticamente la frecuencia inercial (asociada con los efectos de la rotación terrestre) con la frecuencia diurna del ciclo de insolación que es responsable de generar la circulación asociada a las brisas. Se resalta el hecho de que a pesar de que en el ecuador se recibe mayor radiación que en 30°N , es en esta latitud donde la celda de brisa se encuentra más desarrollada a las 12:00 hora local. En el acercamiento al frente de brisa que se presenta en las Figuras 17b y c para los casos de para 0° y 30°N respectivamente, se puede observar la mayor intensidad y profundidad de la celda en 30°N donde el ascenso de aire (w) llega por encima de 1200 m, mientras que en el ecuador solo llega a 1000 m.

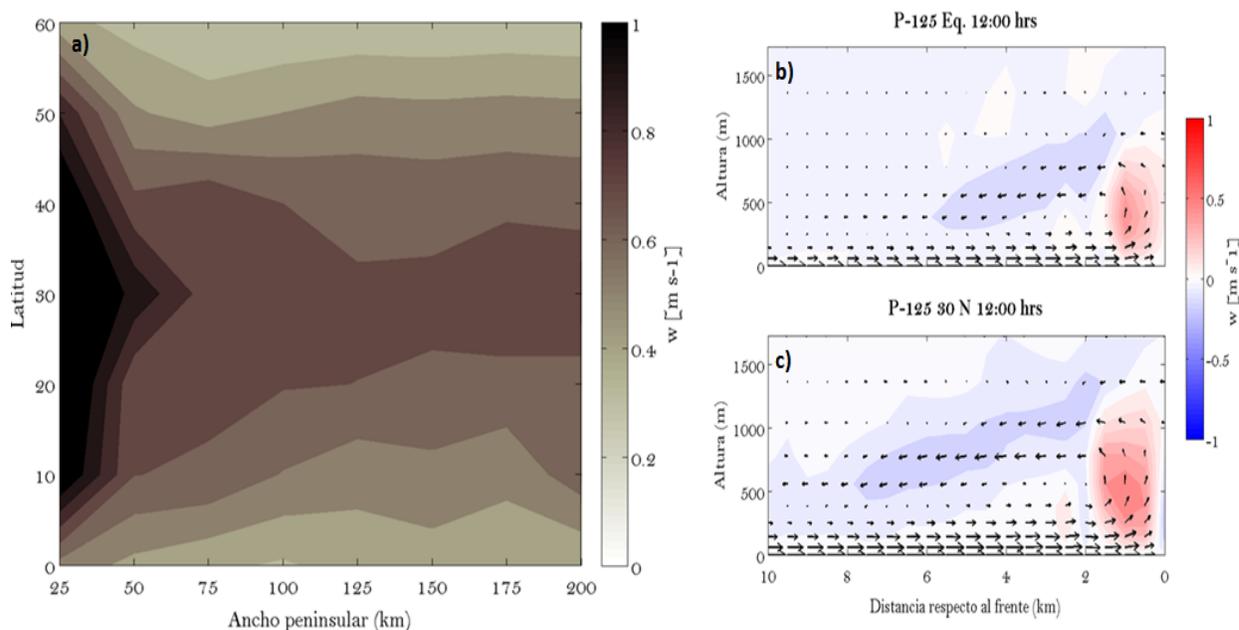


Figura 17. a) Máxima velocidad vertical 12:00 local, b) acercamiento a frente de brisa en el ecuador (0°N) sobre un IP 125 km a las 12:00 local, c) como en b) pero a 30°N .

En la media que avanza el día la evolución de las brisas continúa. Durante la hora de mayor insolación (15:00 local) podemos identificar diferentes situaciones según el comportamiento de w_{max} . En general la magnitud de la velocidad vertical es del doble con respecto a las 12:00; la colisión de frentes de brisa ocurre en IP de 75 km a lo largo de todas las latitudes; en IP mayores a 100 km entre el ecuador y 40° N se observan un segundo grupo con valores altos de w_{max} , situación que corresponde a celdas de brisa que están cerca de o en su mayor grado de madurez y que no han colisionado todavía (Figura 18 a). Para ejemplificar dichas situaciones, en la Figura 18 b) y c) se muestra la velocidad vertical positiva (w_+) para una IP de 75 y 125 km de ancho respectivamente. En el primer caso se puede observar el máximo ascenso de aire en el centro del dominio producto de la colisión de frentes de brisa opuestos, con influencia por encima de los 2 km en altura, mientras que para la IP de 125 km se observa el avance de dos celdas de brisa ubicadas cada una 35 km tierra adentro sobre la IP; el ascenso de aire asociado a las estas celdas solo llega hasta 1800 metros en altura.

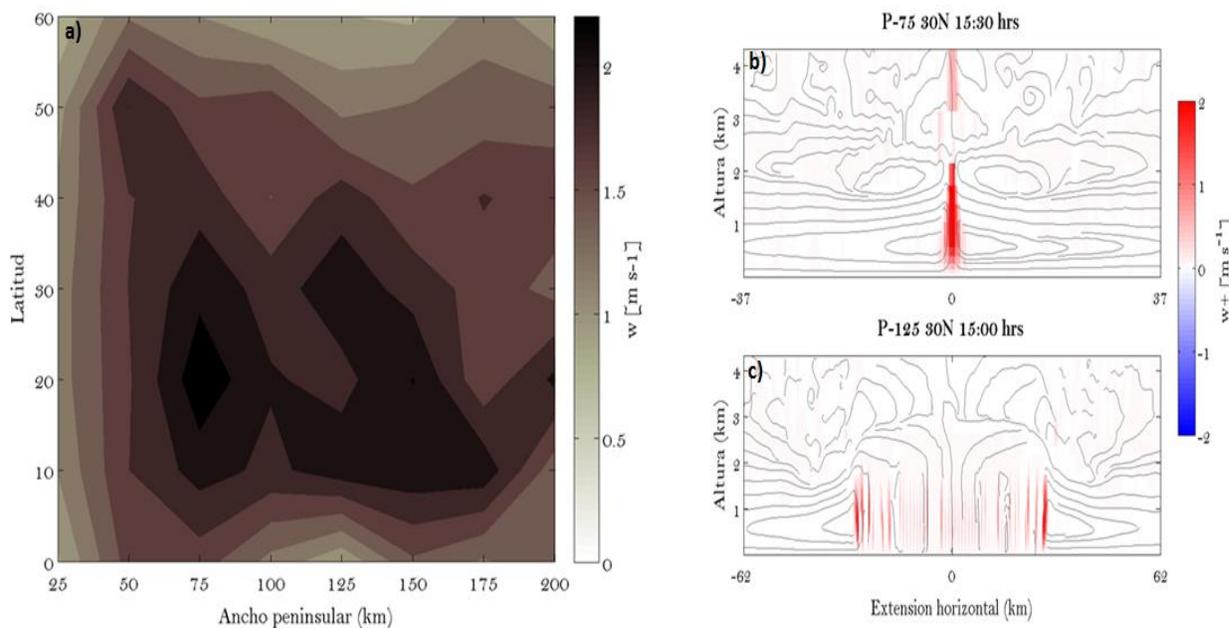


Figura 18. a) Máxima velocidad vertical 15:00 local, b) velocidades verticales positivas (w) durante la colisión de frentes de brisa en una IP de 75 km 15:30 local, c) velocidades verticales positivas (w) asociadas al avance de dos celdas de brisa en in IP 125 km 15:00 local. En b) y c) el cero se encuentra en el centro del dominio (mitad de la IP).

3.2 Interacción de brisa marina con brisa de montaña

3.2.1 Cambios de las celdas de brisa en 30°N en las que se incorporan las características de la PBC

El avance de las celdas de brisa sufre cambios en su comportamiento en la media que se incluyen efectos locales. La PBC en 30° N tiene aproximadamente 124 km de ancho; en una situación sin topografía el avance de las corrientes de gravedad sobre el continente sería de 35 km tierra adentro de cada costa a las 15:00 local, sin considerar el ΔT que existe entre el OP y el GC. Para ese caso las celdas son simétricas con una profundidad de 750 m (Figura 19 a). En los casos en los que se incluye topografía (realista e idealizada), se modifica considerablemente el comportamiento del viento horizontal sobre la IP, pues para las 15:00 las celdas ya han colisionado. En el caso de la montaña gaussiana, las celdas de brisa avanzan de manera simétrica y son capaces de ascender la montaña hasta el centro de la misma donde se presenta la colisión con la corriente que tiene dirección contraria y que llega en altura a 1900 metros (Figura 19 b). El avance de la brisa sobre el corte topográfico realista tiene como efecto inmediato que las celdas de brisa provenientes del OP y GC no sean simétricas y que asciendan siguiendo la forma de la montaña, situación que se observa en núcleos cercanos a la superficie con mayor magnitud de u , tanto en la celda que avanza del OP y como en la del GC. La diferencia de temperatura entre ambos cuerpos de agua tiene como efecto un incremento en la velocidad del viento zonal y en la altura de las celdas. La colisión llega hasta 1900 metros, en comparación con los 1700 m que se observan en el caso en el que OP y GC tienen la misma temperatura (Figura 19 c y d).

El ascenso de aire asociado al avance de frentes de brisa y la colisión de los mismos también sufre modificaciones. En la situación sin topografía se pueden apreciar los frentes de brisa como dos bandas con mayor intensidad en w que alcanzan la altura de 1800 metros (Figura 20 a). En contraste, la colisión de celdas de brisa sobre la montaña idealizada genera ascenso de aire hasta 3 km de altura (Figura 20 b). La diferencia de temperaturas entre OP y GC intensifica la componente zonal del viento, provocando que el ascenso de aire alcance una altura mayor por casi 1 km que en el caso donde no se incluye este efecto (Figura 20 c y d).

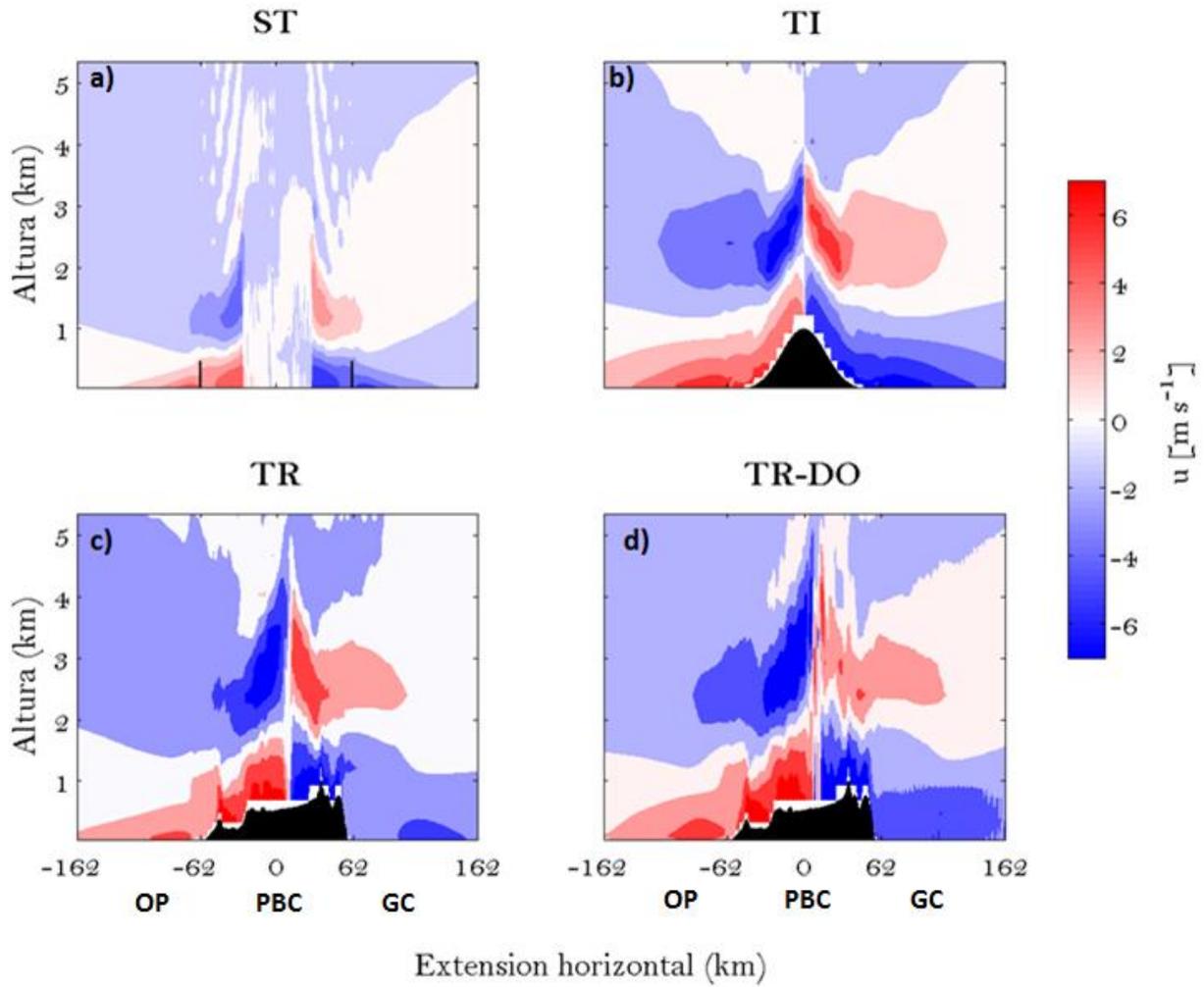


Figura 19. Componente u de la velocidad del viento a las 15:00 local que incorporan elementos de la PBC. a) IP sin topografía de 125 km de ancho con océanos de la misma temperatura (ST), b) IP de 125 km de ancho con una montaña idealizada con $h=1000\text{m}$ (TI), c) corte topográfico real sobre la PBC con océanos de la misma temperatura (TR), d) como en c) con $\Delta T = 7^\circ\text{K}$ entre OP y GC (TR-DO).

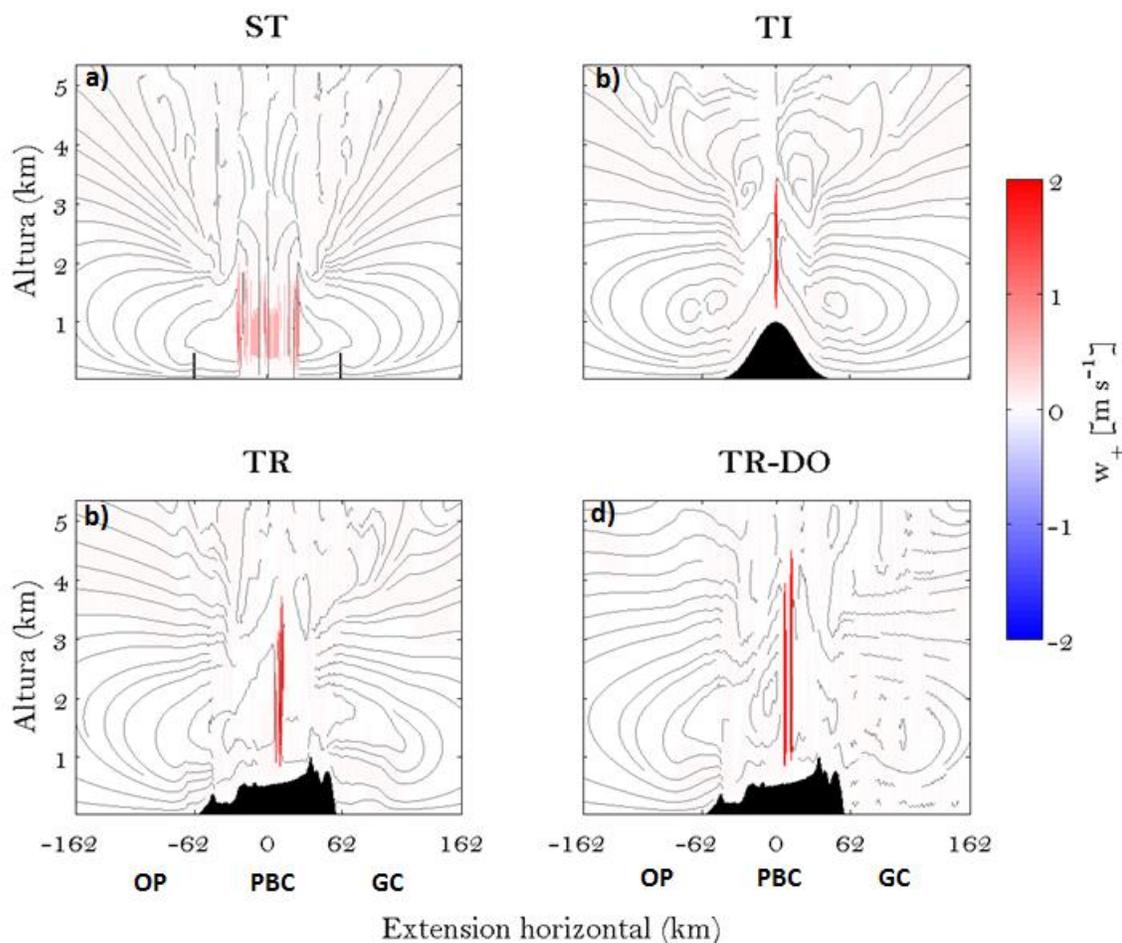


Figura 20. Como en 19, pero con la componente vertical del viento (w).

3.2.2 Interacción de la brisa marina con brisa valle-montaña

La cercanía de la costa a una montaña puede resultar en la interacción de la brisa marina con la brisa que va desde las laderas de la montaña cuesta arriba. Los sistemas serranos que existen en toda la extensión longitudinal de la PBC dan pie para que esta situación ocurra. El viento ascendente sobre una montaña idealizada se presenta desde las primeras horas de la mañana (10:00 local), estableciéndose como corrientes cuesta arriba en ambas laderas y produciendo efectos hasta los 1500 metros en la parte alta de la montaña. Esto es, las celdas alcanzan una altura de 500 metros sobre la superficie terrestre. Un aspecto notable es que la pendiente suavizada de la topografía idealizada (gaussiana) permite que las corrientes sean uniformes sobre las laderas (Figura 21 a y b). La información sobre el establecimiento de la brisa de valle, sin influencia de la brisa marina en condiciones idealizadas (Figura 21 a), permite hacer una comparación del mismo momento del día para los cortes topográficos realistas. En términos generales también existe brisa de valle establecida, sin embargo la profundidad e intensidad son menores en

comparación con la montaña ideal y la continuidad de las corrientes es interrumpida. Se destaca que las zonas con pendientes más pronunciadas tienen como resultado brisas de valle con mayor intensidad, destacando las zonas costeras de 30°N, la montaña de la porción Este de 27°N y las laderas de 23.5° N; éstas contrastan con la zona central de 30° N y el corte de 24.6° N, que son zonas con pendientes suaves y en donde presentan interrupciones en las corrientes o no se generan en este momento del día (Figura 21 c-e).

El ascenso de aire (convección) sobre topografía idealizada se localiza en la parte más alta de la montaña y es producto de la colisión de la brisa de valle (Figura 22 a y b); en los cortes topográficos realistas la convección forzada se presenta en las partes más altas de las montañas por colisión de brisa de valle de ambas laderas o en zonas con pendientes pronunciadas (Figura 22 c-e). En este momento del día (10:00 local) la intensidad de w es baja.

En la medida que avanza el día la intensificación de las brisas marinas sobre una península con topografía resulta de la interacción de éstas con la brisa de valle; los vientos cuesta arriba sobre las laderas de la montaña idealizada son de menor magnitud en comparación con la montaña con cuerpos de agua laterales (Figura 23 a y b). Sobre los perfiles topográficos reales el comportamiento varía según la forma de la topografía y el ancho peninsular. En 30° y 24.6°N las celdas de brisa han colisionado en el primer caso y en el segundo están próximo a hacerlo. Es preciso resaltar que L es 20 km mayor en 30° que 24.6° N; sin embargo, la topografía en la latitud sureña es de menor altitud y tiene pendientes notablemente menores, lo que sugiere que la interacción de brisas marinas-valle es menos intensa en 24.6° con respecto a 30° N (Figura 23 c y e).

La sección con el mayor ancho peninsular coincide con la topografía más compleja (27° N), en la cual las brisas avanzan sobre montañas independientes (una especie de 'M' en la que la mayor altitud se encuentra del lado Este) y la brisa que viene de OP ha avanzado sobre un pequeño cerro y se encuentra 60 km tierra adentro. Por otra parte el avance de la celda proveniente del GC se encuentra atravesando una montaña y ha avanzado 58 km tierra adentro, por lo que la colisión aún se encuentra distante a las 15:00 local (Figura 23 d). La presencia de una montaña muy alta (>1300 metros) muy cerca de la costa Oeste de la PBC inhibe el desarrollo de la brisa que va desde el OP en 23.6°N; el avance de la corriente que viene del GC entra libremente y con mayor magnitud que su contraparte y la colisión entre éstas ocurre en la cima de la montaña. Sin embargo en el punto de la colisión las corrientes provenientes del OP y del GC son bastante débiles (Figura 23 f).

La convección forzada generada por el avance de las brisas y la colisión de las mismas responde de manera diferente; sobre las montañas gaussianas el ascenso de aire se presenta sobre la parte más alta de las

mismas y su influencia llega hasta los 3000 m de altura en los dos casos con topografía idealizada (solo montaña, MO; montaña gaussiana con mares adyacentes, TI; Figura 24 a y b). En 30° N, el ascenso de aire producto de la colisión de frentes de brisa opuestos tiene efectos por encima de los 3500 metros a las 15:00 local, mientras que en 24° N las celdas de brisa se encuentran cercanas al choque. Sin embargo, la profundidad de influencia de la celda que viene del GC es mayor a la del OP, lo que probablemente se relaciona con el avance cuesta abajo (arriba) de la celda que avanza desde el GC (OP; Figura 24 c y e). El avance de frentes de brisa a 27° N se puede identificar por bandas independientes de w_+ aproximadamente 60 km tierra adentro en ambas costas. De manera análoga a 24°N la profundidad a la cual el aire asciende tiene que ver con la posición de la celda sobre la montaña, de tal manera que la convección forzada debida a la brisa que proviene del OP llega hasta los 2000 m y 3500 metros para la corriente que avanza desde el GC (Figura 24 d). El ascenso de aire en el extremo sur de la península es débil pues las brisas que viajan desde el OP y el GC son poco intensas en el punto de colisión, que ocurre en la zona más alta de la topografía; a pesar de ello su influencia llega hasta los 3000 metros (Figura 24 f).

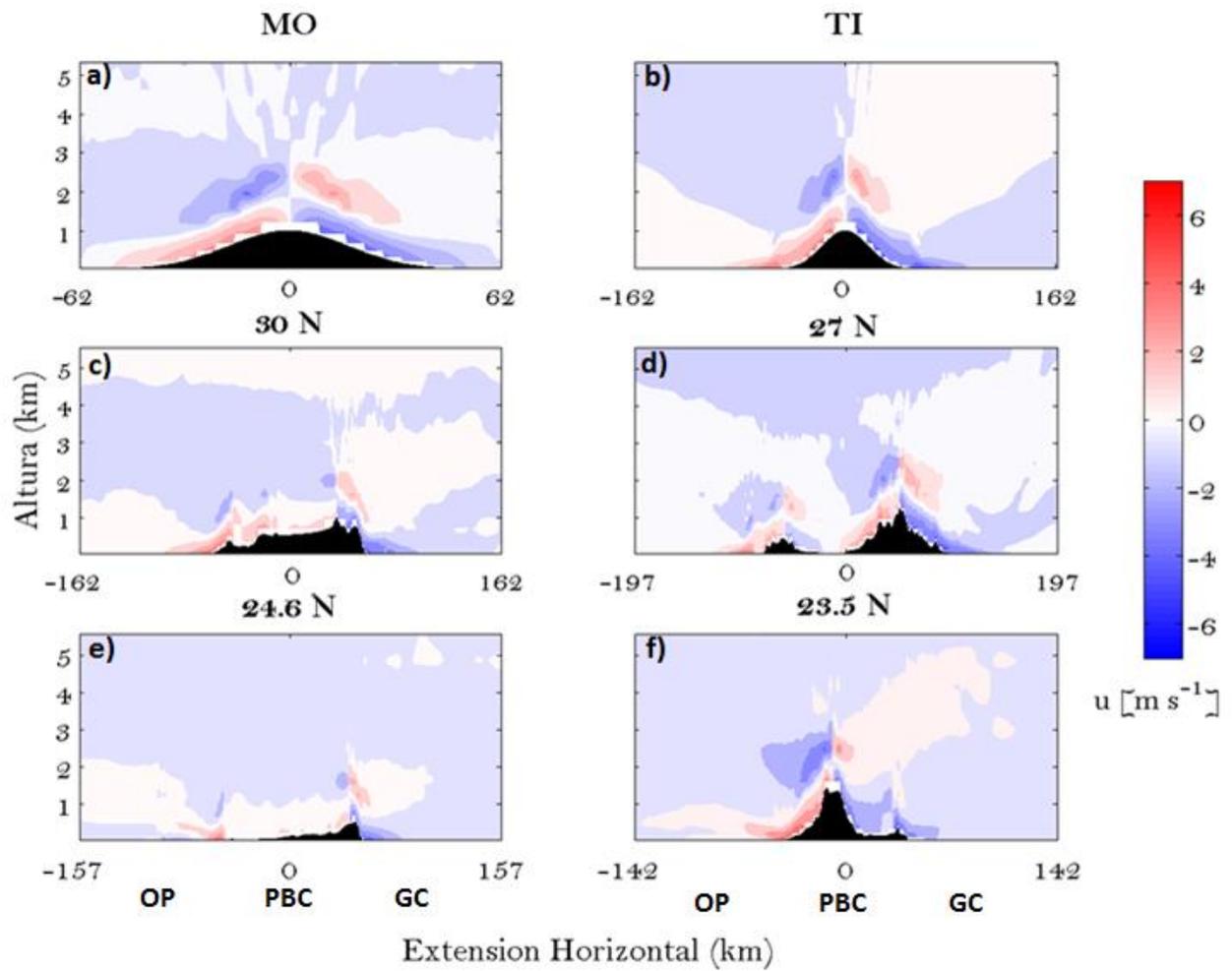


Figura 21. Componente u de la velocidad del viento a las 10:00 local sobre diferentes cortes topográficos; a) montaña gaussiana 125 km ancho, 1000 m de altura sin mares adyacentes (MO); b) península con montaña de las mismas características que a) (TI) . Secciones topográficas realistas sobre la PBC en 30°, 27°, 24.6° y 23.5° N c), d) e) y f) respectivamente. Las leyendas OP, PB y GC no aplican para a).

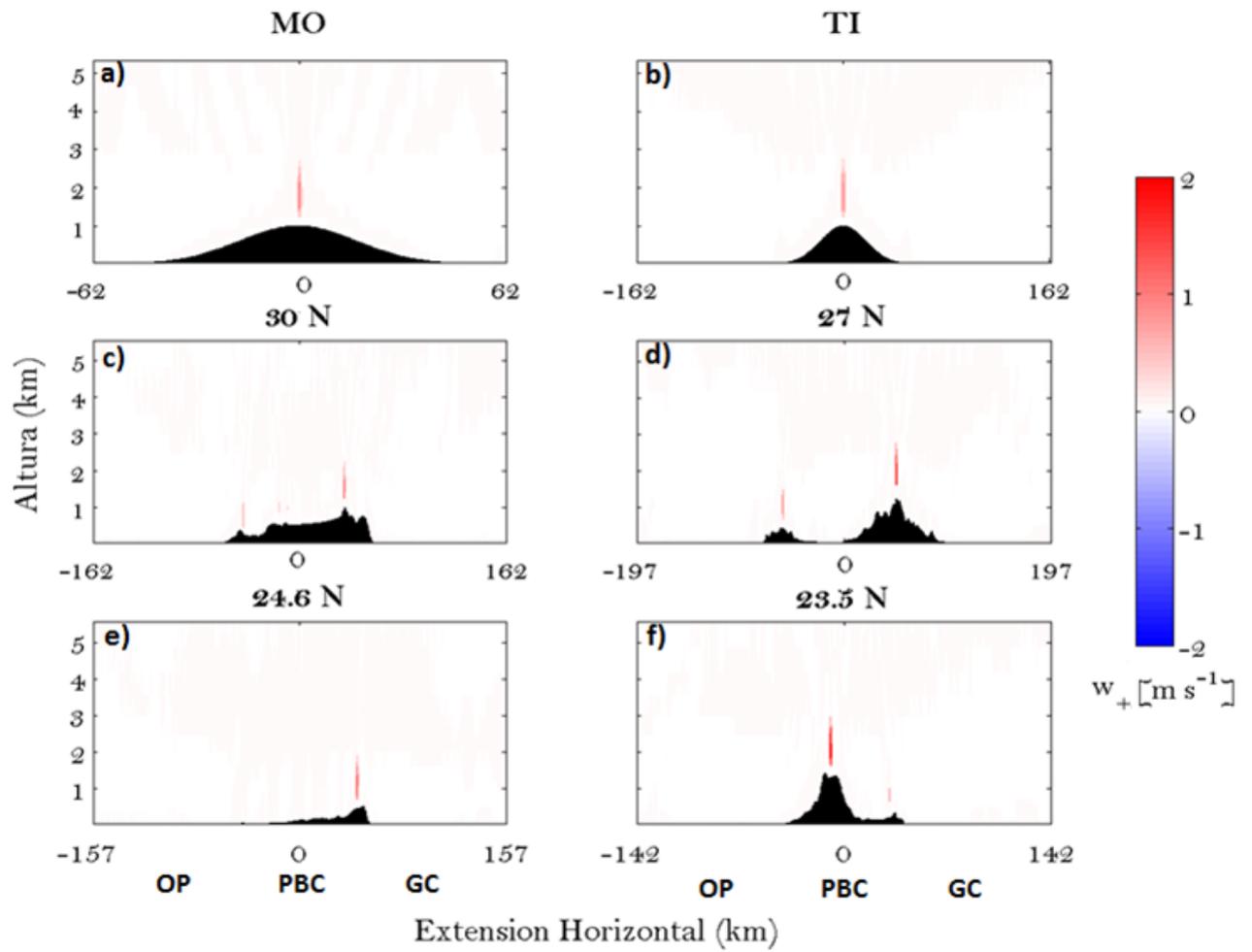


Figura 22. Como en 21, pero con la componente vertical del viento (w).

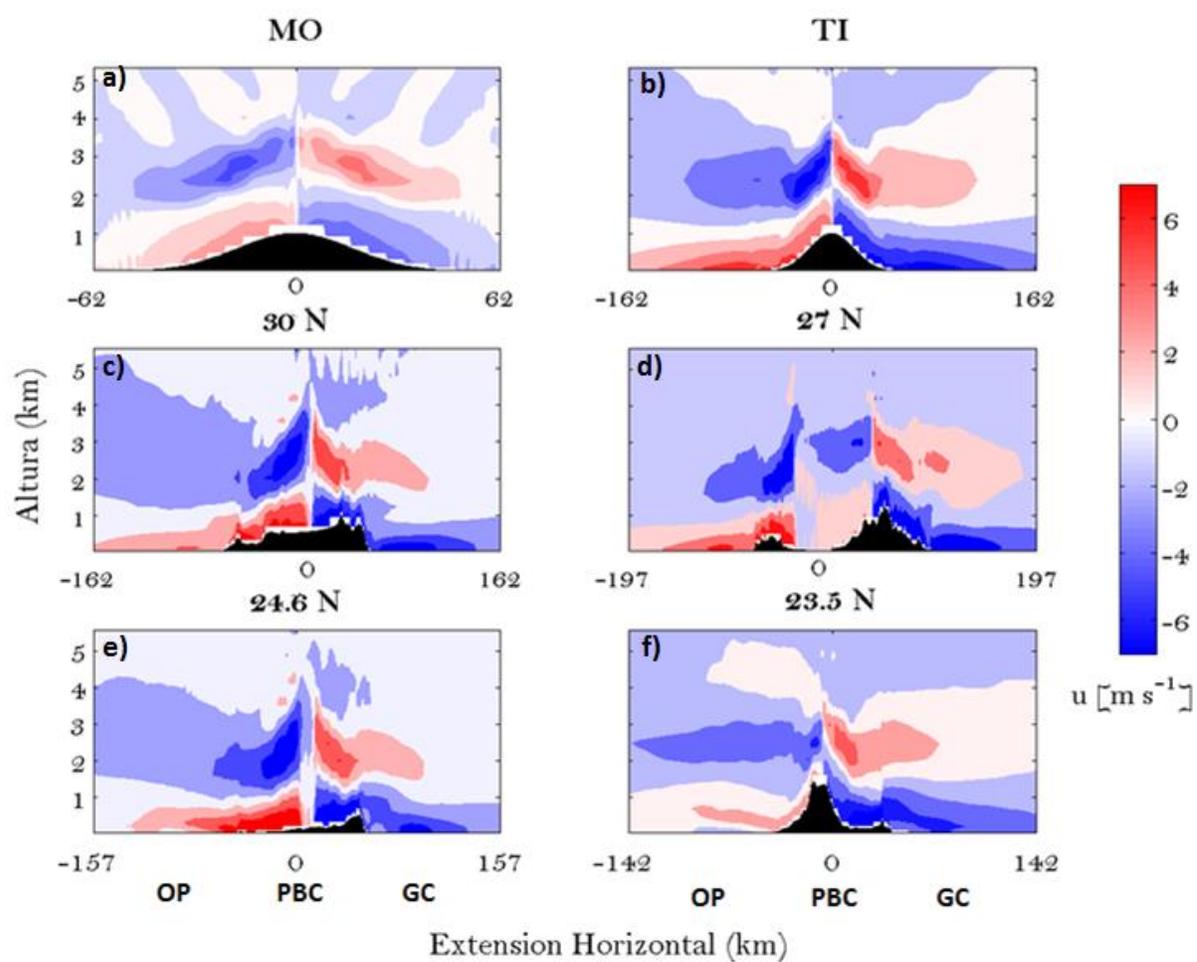


Figura 23. Como en 21, pero a las 15:00 local.

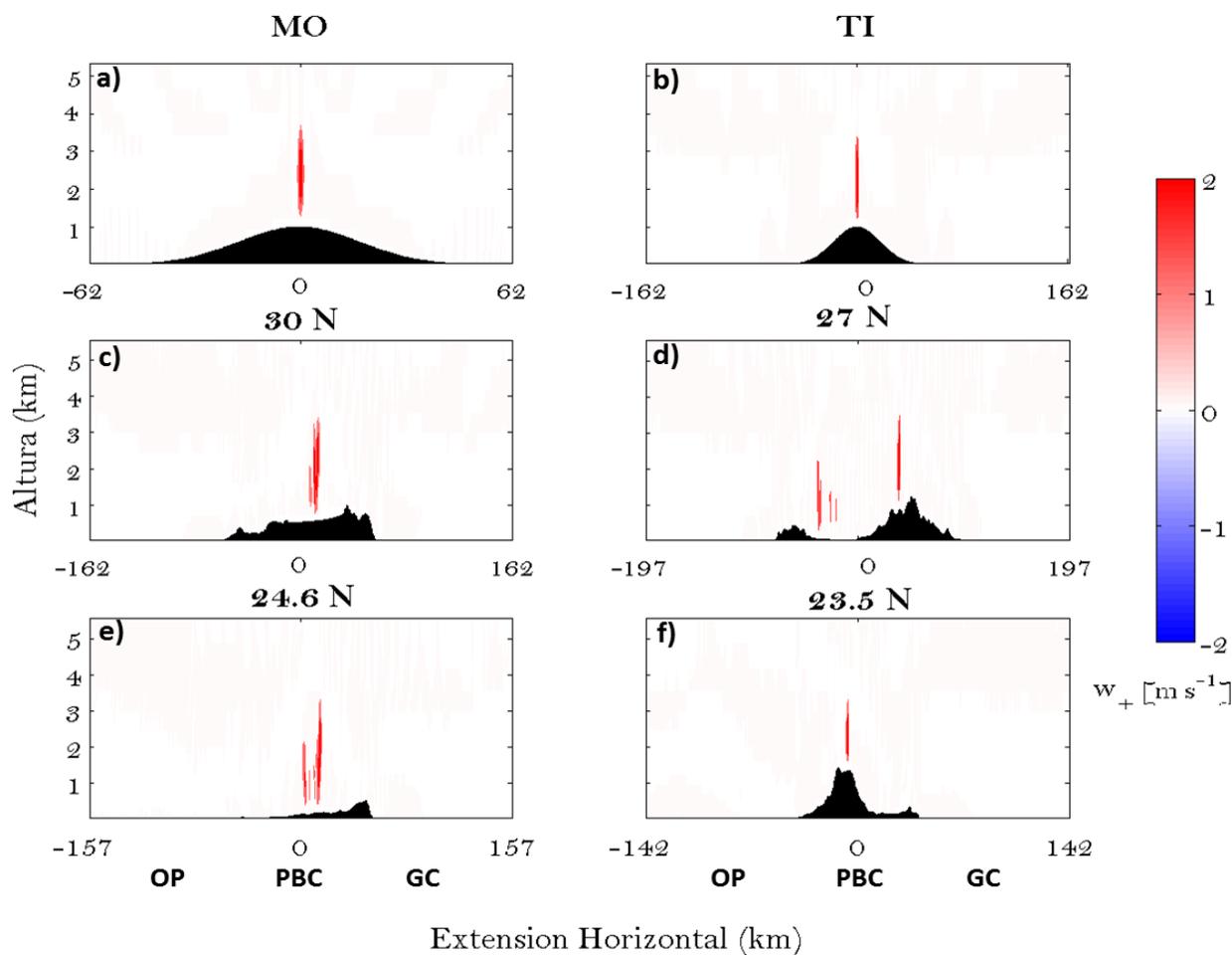


Figura 24. Como en 21, pero con la componente vertical del viento w las 15:00 local.

3.3 Colisión de frentes de brisa bajo diferentes condiciones de humedad

El avance de las brisas sobre la PBC se aprecia tanto en la componente horizontal como en la vertical del viento y su comportamiento presenta patrones similares para los casos sin nubosidad (SN) y cúmulos poco profundos (CU), pero que difieren en la profundidad de la colisión y la altura hasta la cual tiene influencia el ascenso de aire producto de la misma. Las colisiones en el caso SN tienen un efecto en altura de 1650 en 30° N y 1800 metros 23.5° N (Figura 25 a y d). En 27° N las celdas de brisa no han colisionado a las 15:00 mientras que en 24.6° N están próximos a hacerlo; las corrientes que vienen del OP llegan hasta 1250 metros en ambas secciones y las que avanzan desde el GC llegan hasta 2000 y 1600 m respectivamente (Figura 25 b y c). La profundidad a la que llegan las corrientes de gravedad dependerá de la posición sobre la topografía en las que se encuentren de manera individual o por colisión.

Para el caso CU se presenta el mismo patrón en la componente horizontal del viento, con la variante de que las brisas han colisionado en 24.6° N. La profundidad de la colisión llega hasta los 1900, 1600 y 1800 metros en 30° , 24.6° y 23.5° N respectivamente (Figura 27 a, c y d), mientras que la celda que avanza desde el OP en 27° N llega hasta los 1600 m y la que ingresa del GC alcanza 2200 m de altura (Figura 27 b).

De igual manera existen cambios en la altura a la cual es capaz de ascender el aire producto del avance y colisión de frentes de brisa opuestos, exceptuando la sección de 23.5° N donde la convección forzada llega hasta los 3500 metros tanto en SN como en CU (Figuras 26 y 28 d); en 30° N el aire llega 100 metros más profundo en el caso CU con respecto a SN (Figuras 26 y 28 a). Sobre 24° N los cambios en el ascenso del aire son más pronunciados, pues en el caso SN, en el cual la colisión está próxima a ocurrir, las celdas que vienen del OP y el CG llegan a 2400 y 3500 metros respectivamente, mientras que en CU la convección llega hasta los 4200 metros (Figuras 26 y 28 c). En la sección 27° N, las celdas ascienden unos 600 m más en el caso CU que en SN (Figuras 26 y 28 b).

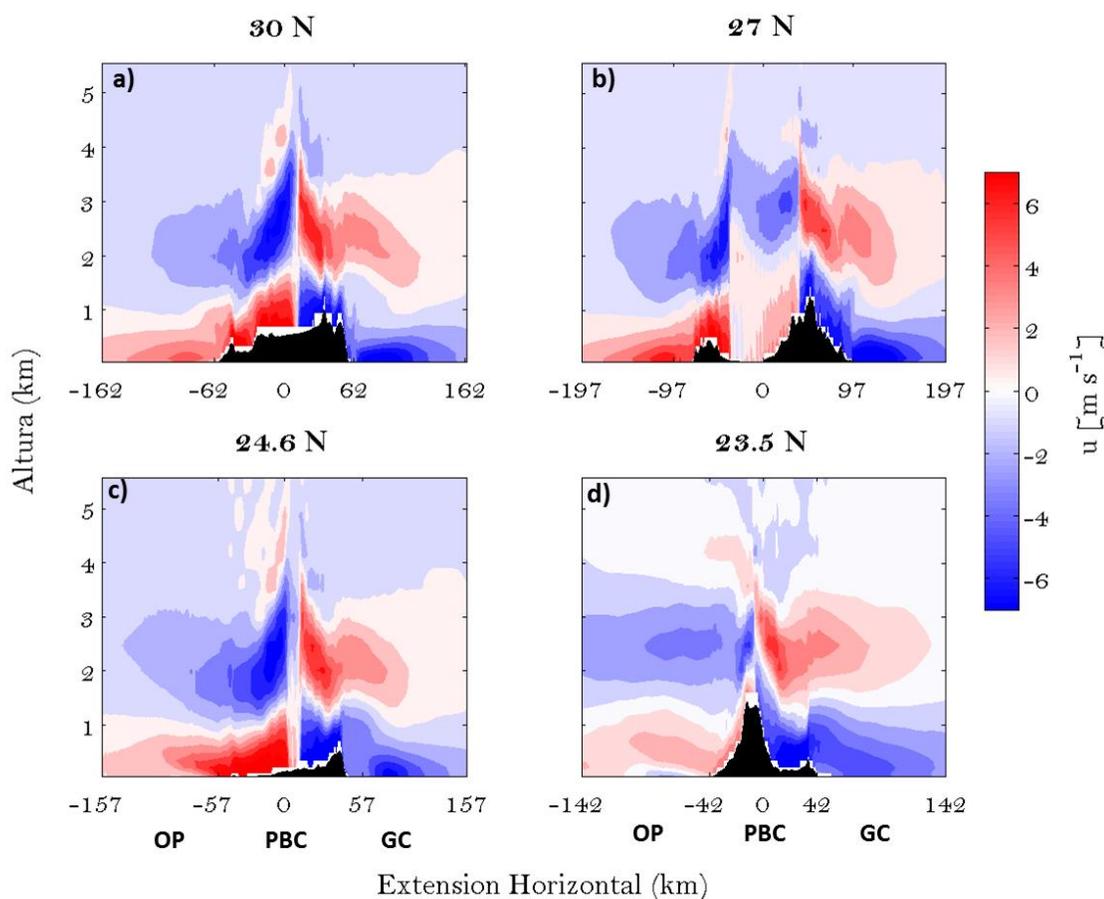


Figura 25. Componente u de la velocidad del viento a las 15:00 local para en caso sin nubosidad (SN) en a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6° N y d) 23.5° N.

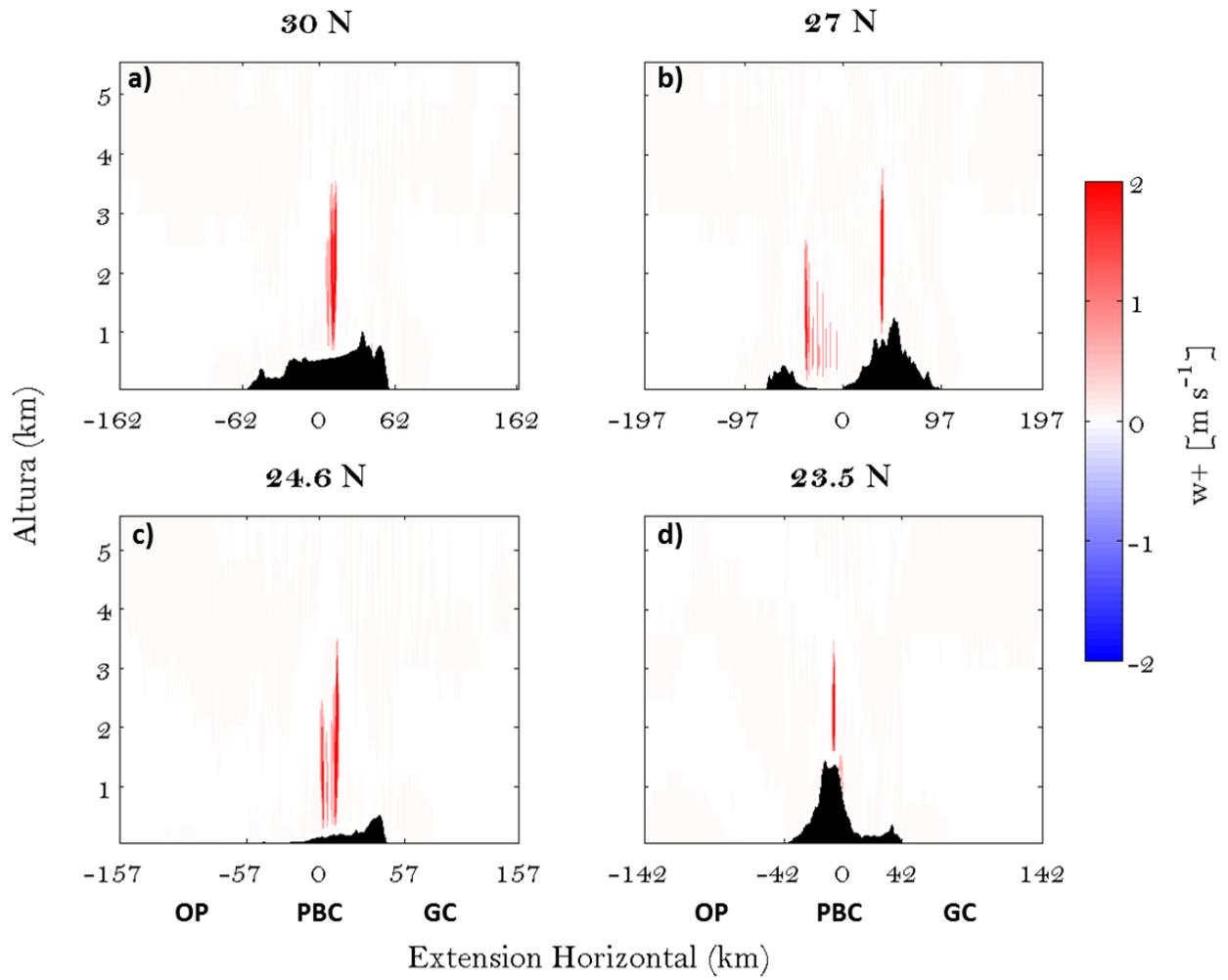


Figura 26. Como en 25 pero con la componente vertical del viento w

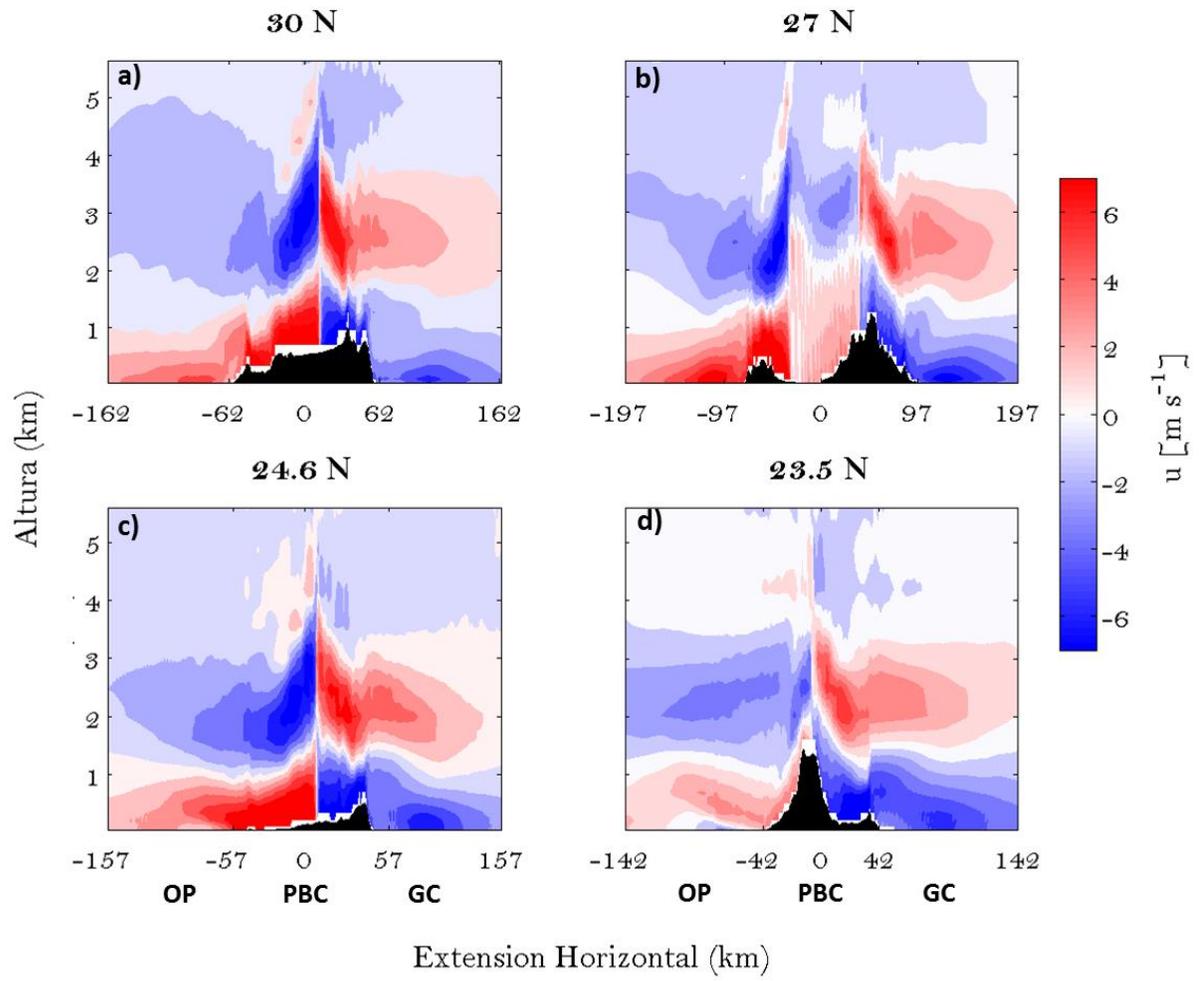


Figura 27. Como en 25 pero en el caso de cúmulos poco profundos (CU)

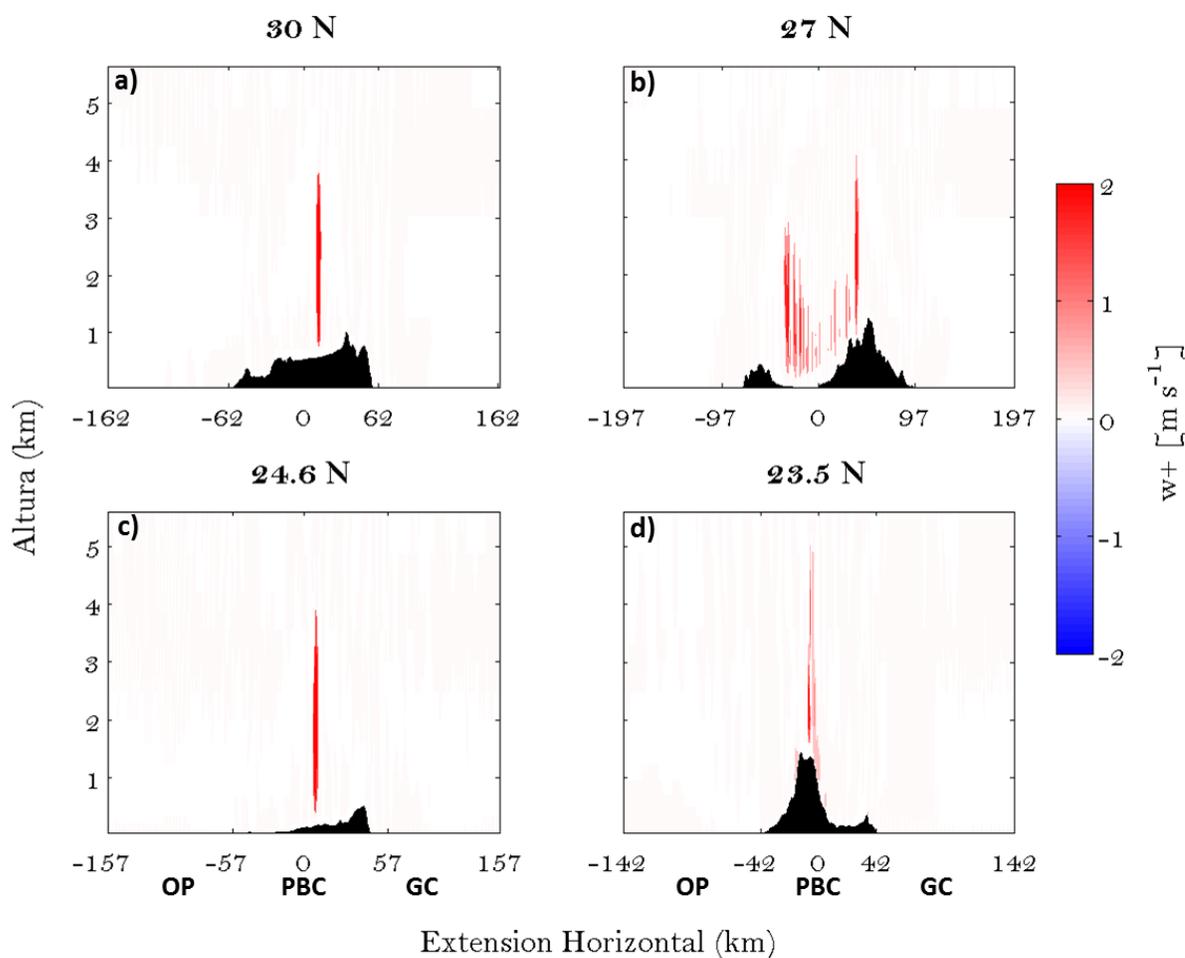


Figura 28. Como en 25, pero con la componente vertical w del viento en el caso de cúmulos poco profundos (CU)

El comportamiento horizontal y vertical presenta diferencias considerables en el caso de convección profunda (CP) con respecto a los anteriormente descritos. Para las 15:00 local la colisión de frentes de brisa opuestos se presenta en 30° N , llegando hasta 1600 metros de altura y un alcance en velocidades verticales de 4800 metros. Se destaca que aunque la profundidad de la colisión de frentes es menor que los casos anteriores, el aire advectado asciende a una mayor profundidad (Figuras 29 y 30 a). En la sección de 23.5° N la brisa que viene desde el OP es capaz de superar la montaña, lo que no sucede en los casos anteriores. Esta situación genera una serie de colisiones en varios puntos sobre la península: 1) en la cima de la montaña y 2) en el punto donde se encuentran la celda que viene desde el OP y el GC en la ladera Este de la montaña, llegando el ascenso de aire hasta los 5500 metros de altura en el punto más alto de la sección (Figura 29 y 31 d). En las secciones 27° y 24.6° existen pequeñas corrientes en superficie en la ladera Oeste de la montaña más alta y en el centro de la península respectivamente, con dirección contraria al avance de las celdas de brisa que generan nuevas zonas de choque y ascensos más profundos

que son capaces de llegar por encima de 5000 metros. Estas pequeñas corrientes podrían resultar de la interrupción del calentamiento diabático de la superficie producto de la nubosidad persistente en esta zona, situación que se discutirá más adelante.

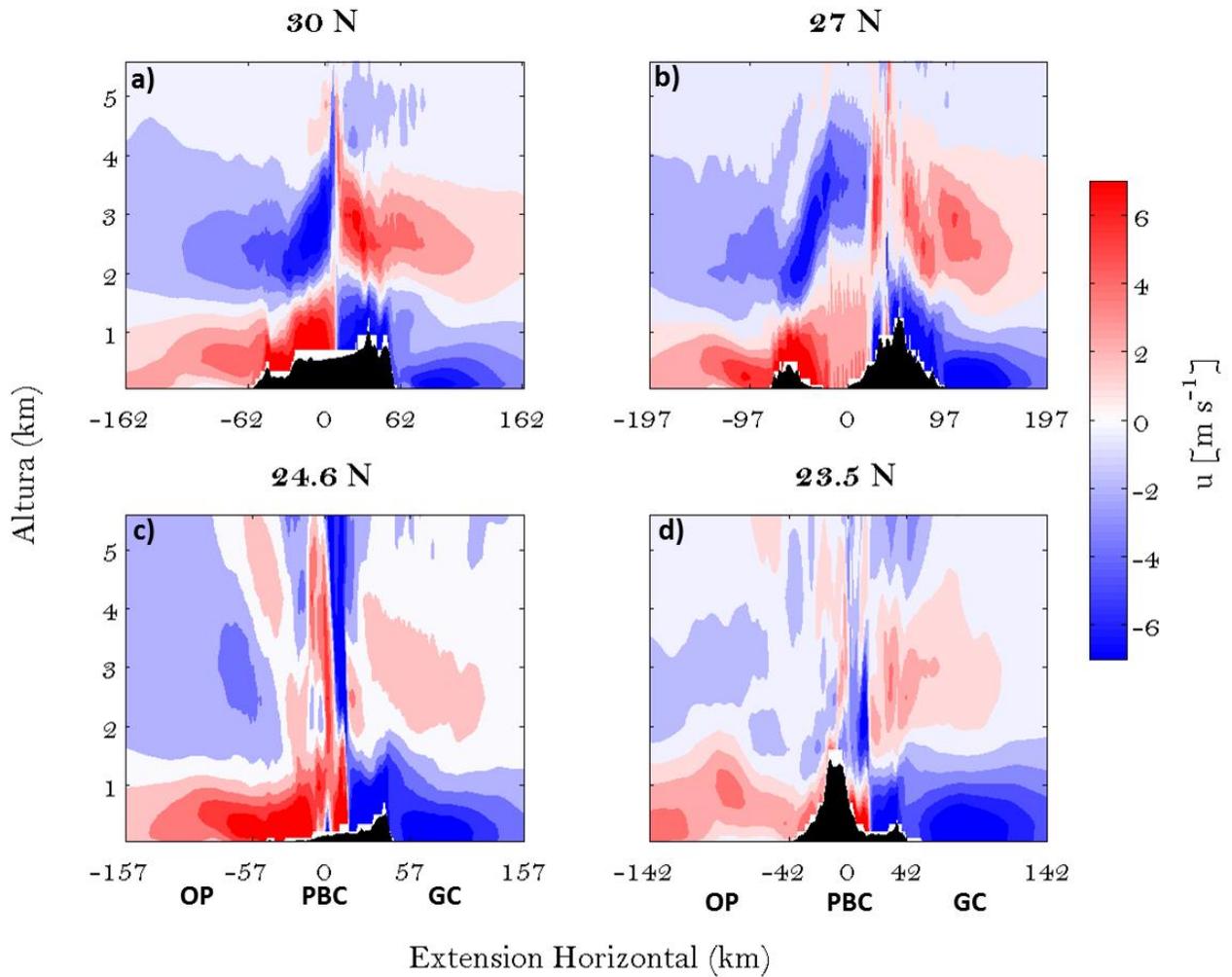


Figura 29. Como en 25 pero en el caso de convección profunda (CP)

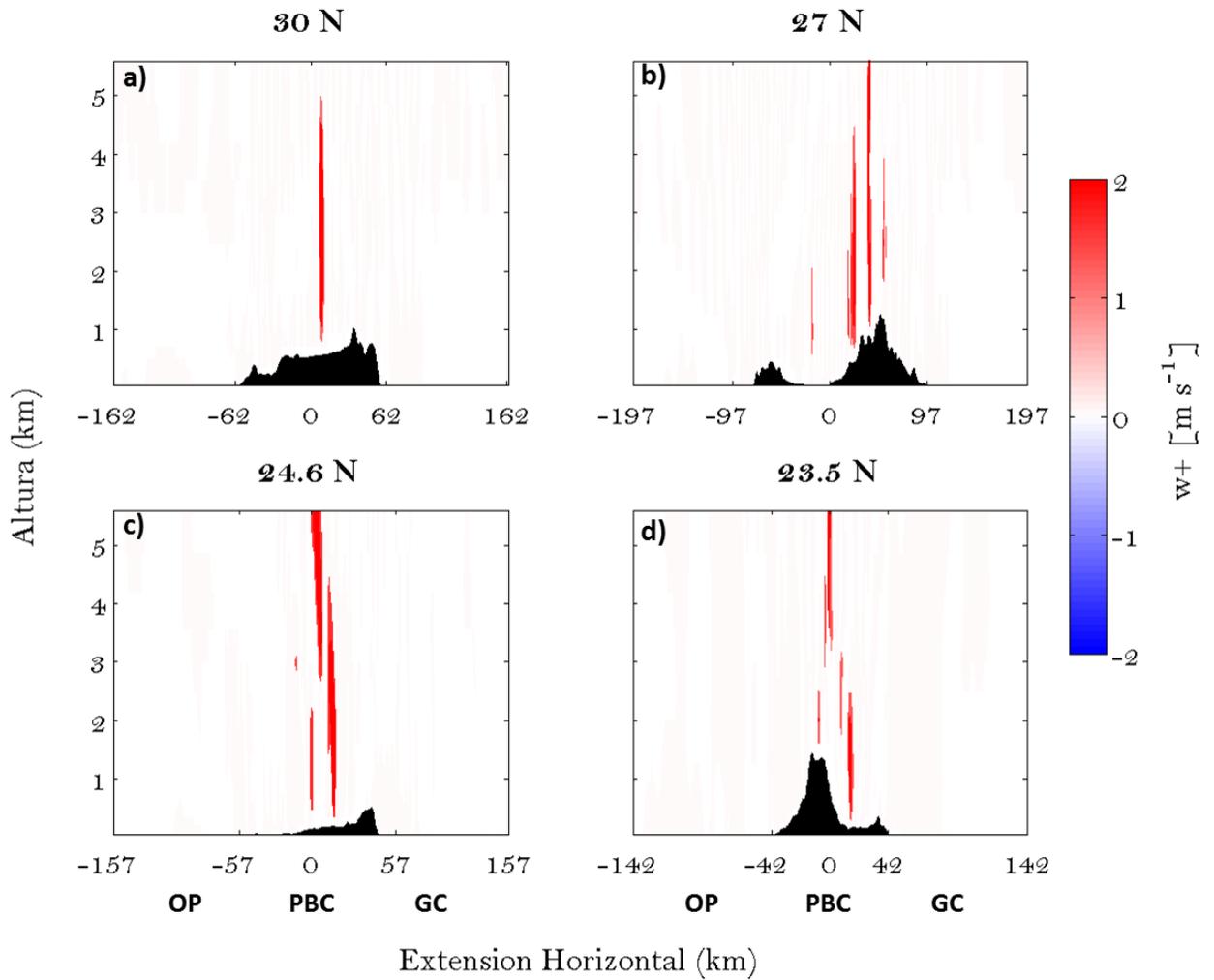


Figura 30. Como en 25, pero con la componente vertical w del viento en el caso de convección profunda (CP)

Las Tablas 4 y 5 presentan a manera de resumen el alcance en profundidad de las celdas y la altura hasta la que asciende el aire por estos procesos. De manera general se puede decir que tanto las colisiones como la velocidad vertical son más profundas en CP, seguido de CU y SN, resaltando que existen procesos adicionales cuando se presenta la convección profunda.

Tabla 4. Altura que alcanzan las celdas de brisa tras la colisión de las mismas o de manera independiente a las 15:00 local.

Altura que alcanza la colisión o celdas independientes (m)				
Caso/Sección	30° N	27° N	24.6° N	23.5° N
SN	1650	1250-2000	1250-1600	1800
CU	1900	1600-220	1600	1800
CP	1600	1100-1200	-	-

Tabla 5. Altura que alcanzan el ascenso de aire tras la colisión de frentes de brisa o celdas que avanzan de manera independiente a las 15:00 local.

Altura que alcanza w en la colisión o celdas independientes (m)				
Caso/Sección	30° N	27° N	24.6° N	23.5° N
SN	3500	2400-3500	3500-2400	3500
CU	3600	3000-4200	4200	3500
CP	4800	>5000	>5000	>5000

3.3.1 Contenido de humedad para el caso sin nubosidad (SN)

El contenido de humedad específica en altura va siguiendo el avance de la brisa marina sobre la IP de tal manera que para el caso de 30° N, 24°.6° y 23.5° se aprecia una lengua ascendente de humedad que corresponde a la colisión de frentes de brisa, mientras que en 27° N se puede observar el avance de las celdas independientes; sin embargo en todos los casos la humedad disminuye drásticamente con la altura de tal manera que aire con humedad específica mayor a 5 gr/kg alcanza 4 kilómetros de altura en la sección 27° N (Figura 31).

En cuanto al contenido de humedad y el nivel de saturación del vapor de agua en el aire, vista como perfiles verticales de temperatura (T) y temperatura del punto de rocío (T_d), podemos apreciar que en las 4 secciones las líneas se encuentran distantes desde superficie hasta el punto más alto. Esto indica que en

ningún punto en altura el aire se encuentra cerca de estar saturado y por lo tanto no puede ocurrir formación de nubes en este caso (Figura 32). Otro aspecto a resaltar es que no existe energía potencial disponible para la convección (*CAPE*, por sus siglas en inglés) o es muy cercana a cero, lo que indica que ninguna celda del caso SN llegó al nivel de convección libre (NCL), donde la parcela de aire sería más ligera que sus alrededores y tendería ascender aún más, adicionalmente a la convección forzada por el avance de las brisas sobre la IP.

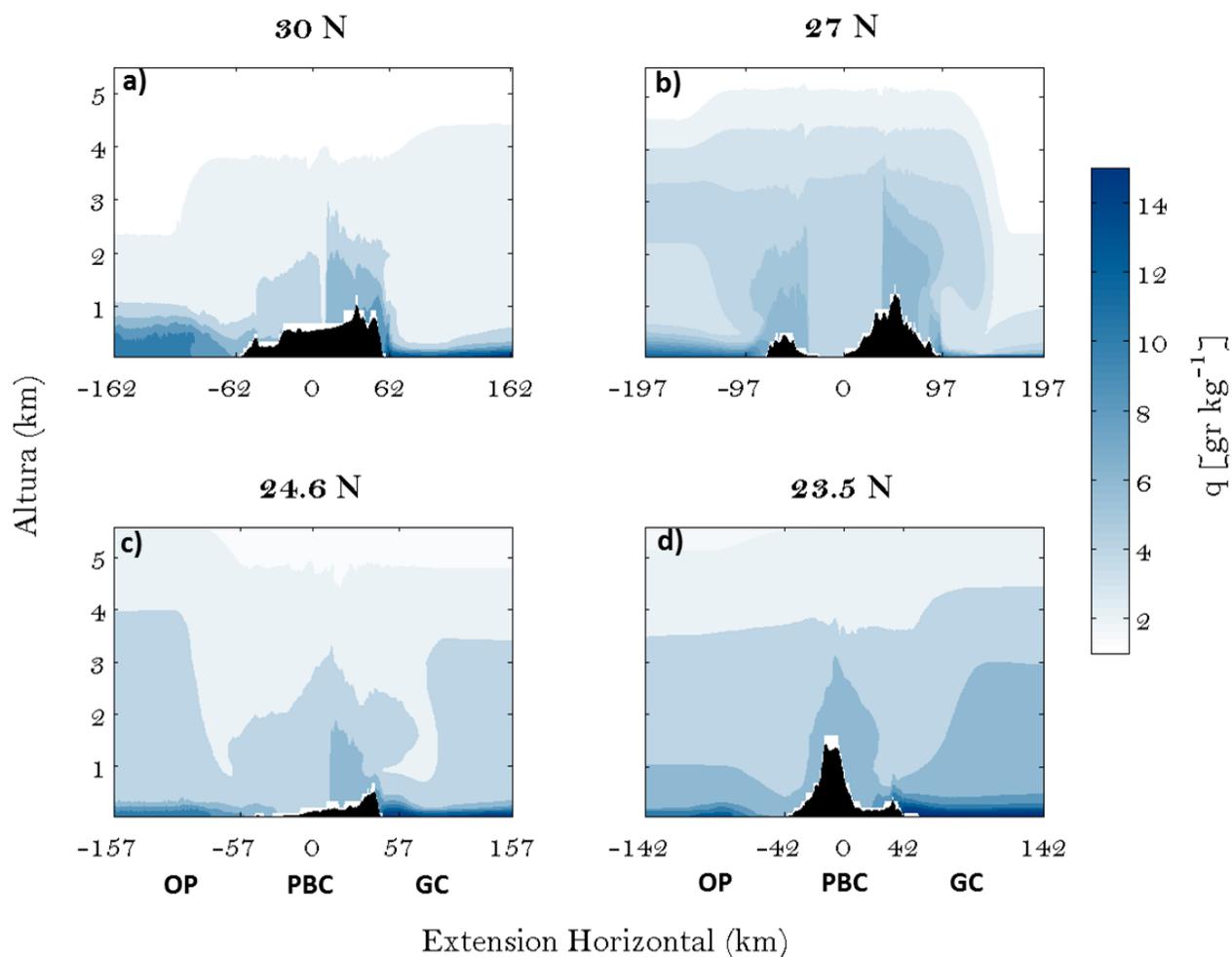


Figura 31. Humedad específica (q) las 15:00 local para en laso sin nubosidad (SN) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5°N

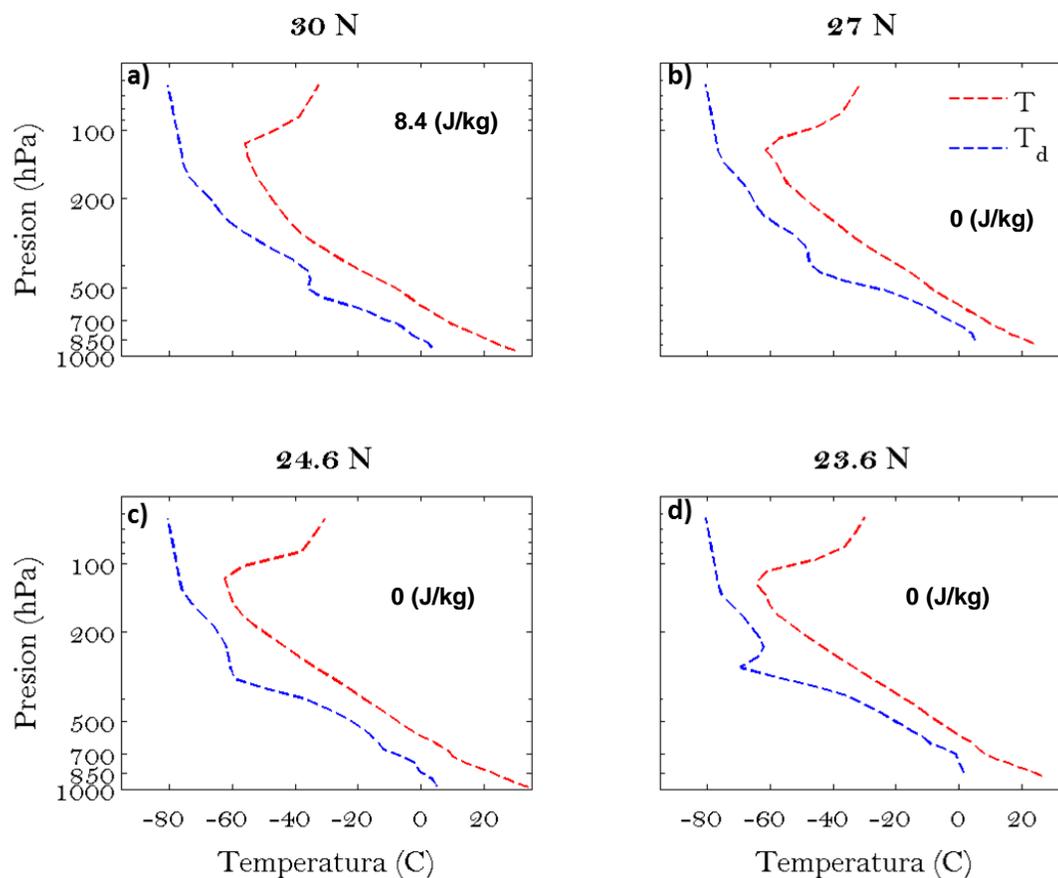


Figura 32. Diagrama T-log (P). La línea roja es la temperatura ambiente, la línea azul la temperatura (T) de punto de rocío a las 15:00 local para el caso SN en un punto dentro de la península en a) 30°N , b) 27°N , 24.6°N y 23.5°N . Los valores en nerita indican CAPE en (J/kg).

3.3.2 Contenido de humedad para el caso cúmulos poco profundos (CU)

La distribución de humedad específica refleja, al igual que en el caso anterior, el avance de las brisas que ingresan del OP y del GC. Sin embargo, en los campos de q se pueden observar lenguas con alto contenido de humedad asociadas a la colisión de frentes de brisa en 30°N , 24.6°N y 23.5°N , con valores mayores a 5 gr/kg por encima de los 4 km de altura. Cerca de la superficie la humedad específica alcanza valores de hasta de 12 gr/kg. En términos generales, el mayor contenido de humedad se encuentra del lado oriental de los diferentes cortes latitudinales, y corresponde al avance de las brisas que ingresan desde el GC (Figura 33 a-d).

Si bien el contenido de humedad aumentó considerablemente en comparación con el caso SN, la saturación del aire en la vertical, que se puede observar donde los perfiles de T y T_d tienen valores cercanos, ocurre entre los niveles de 850 y 700 hPa, es decir, entre los 1500 y 3000 metros de altura (Figura

34 a-d). Adicionalmente, para este caso encontramos valores de *CAPE* desde 21.4 hasta 591.8 J/kg. Si bien dichos valores son considerados marginales para el desarrollo de convección profunda, se resalta el hecho del aumento en la energía potencial que surge del incremento en el contenido de humedad y que favorece el ascenso del aire adicional a la convección forzada por el avance y colisión de frentes de brisa sobre la PBC.

Como resultado del incremento de humedad, que produce saturación en niveles específicos del perfil, podemos observar que existe formación de nubes con espesor de entre 500 y 1500 metros que se encuentran entre los 3000 y 4000 metros de altura. En el caso de 30° N y 24.6°N esta nubosidad se encuentra en el centro de las secciones, coincidente con las zonas de colisión de los frentes (Figura 35 a y c). En 27° N y 23.5° N las nubes se encuentran sobre la parte más alta de las montañas (Figura 35 b y d). Los registros de precipitación de la base de datos TRMM no reportan lluvias sobre la PBC asociada el día del que se extrajeron los perfiles de humedad para analizar este caso (Figura 36).

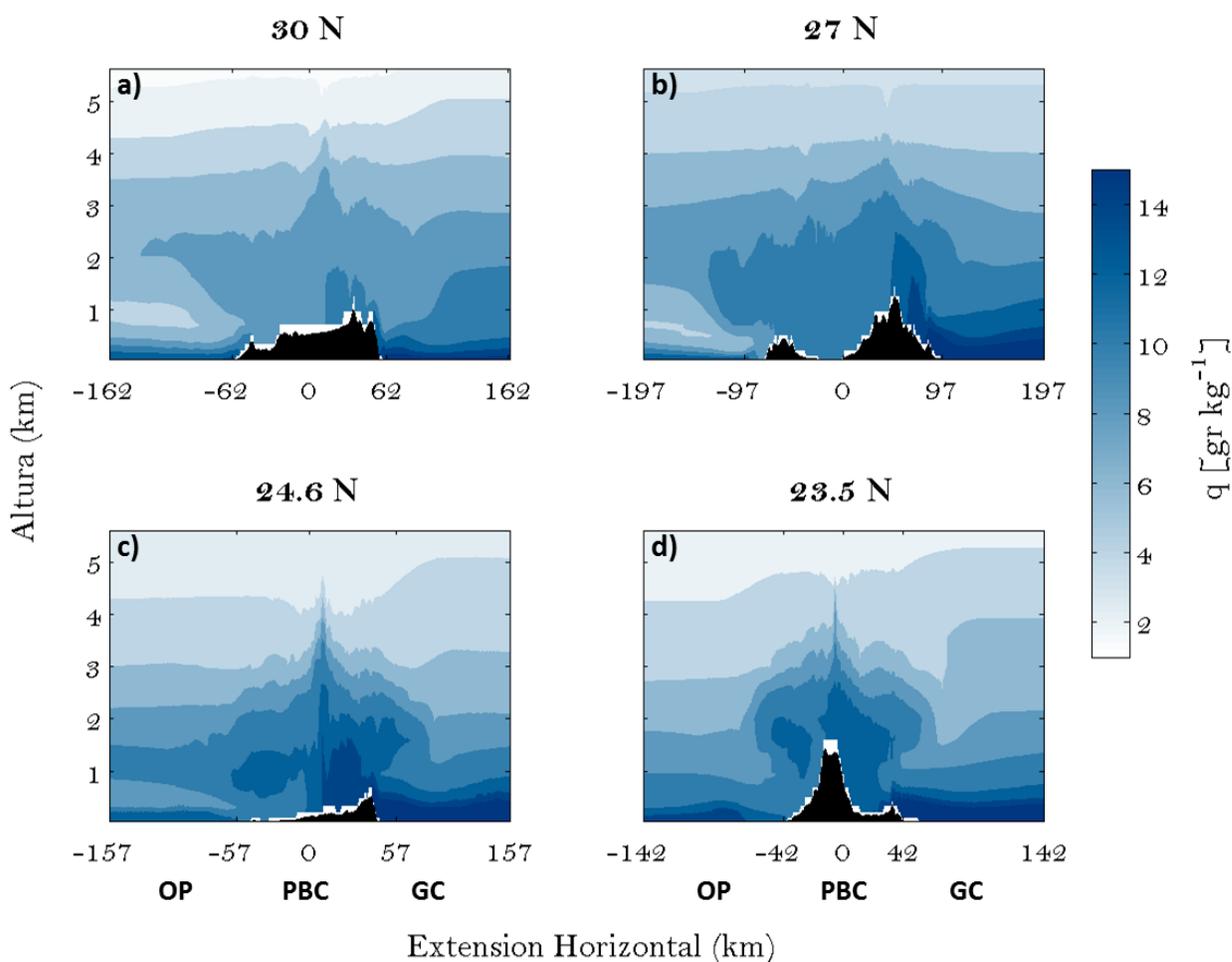


Figura 33. Humedad específica (q) las 15:00 local para el caso (CU) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5°N

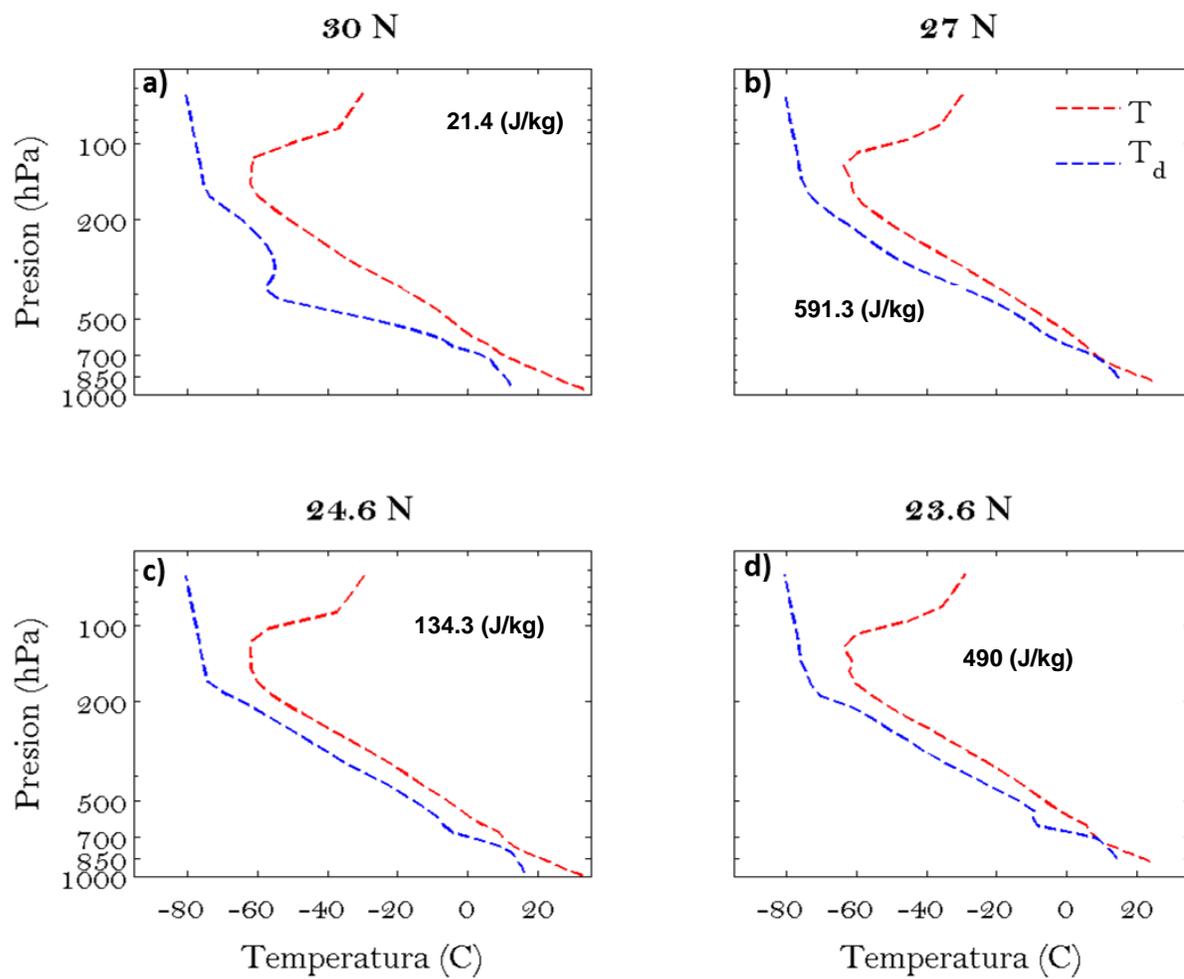


Figura 34. Diagrama T-log (P). La línea roja es la temperatura ambiente, la línea azul la temperatura (T) de punto de rocío a las 15:00 local para el caso CU en un punto dentro de la península en a) 30°N, b) 27°N, 24.6° N y 23.5° N. Los valores en nerita indican CAPE en (J/kg).

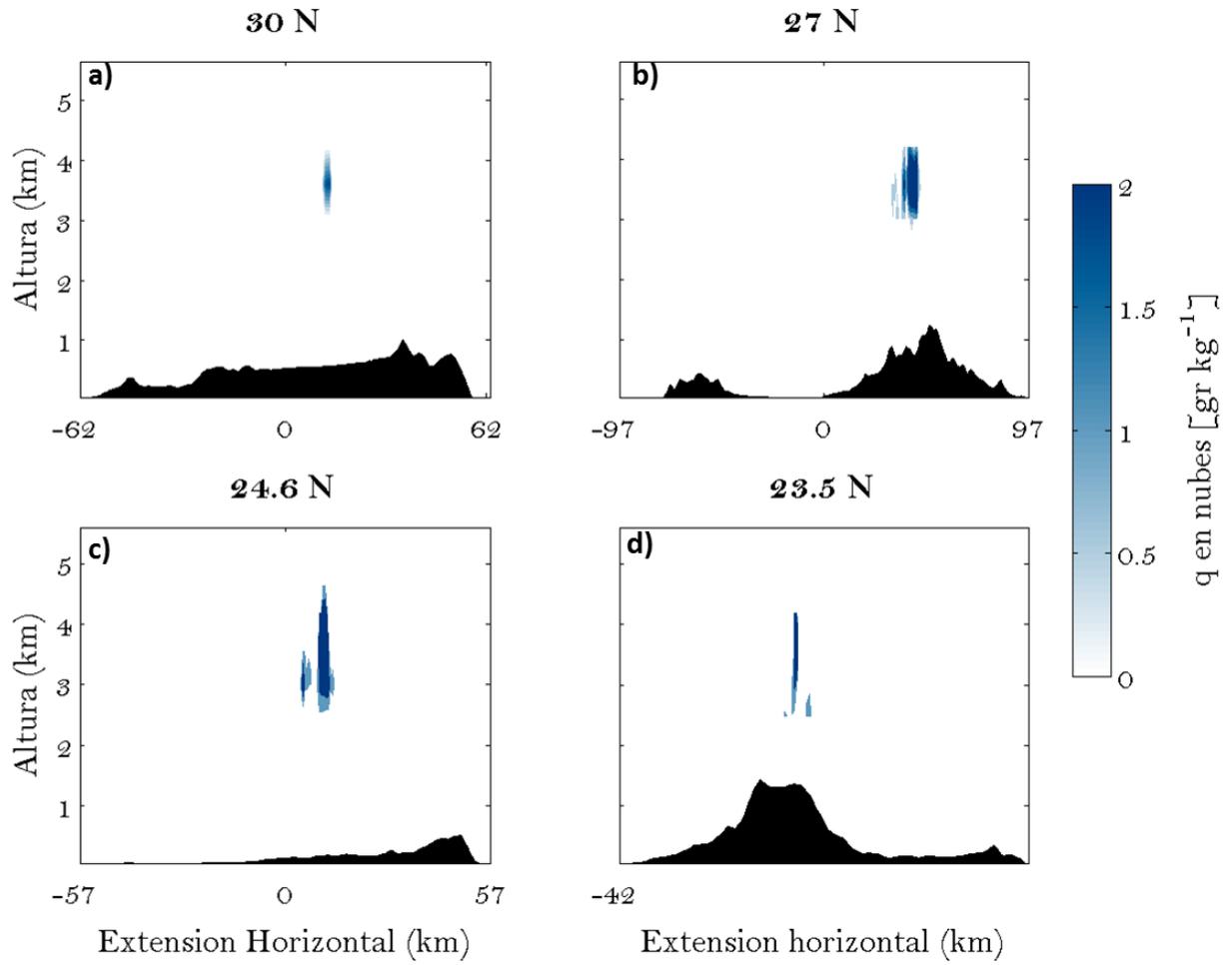


Figura 35. Vapor de agua contenido en nubes X2 a las 15:00 local para el caso sin nubosidad (CU) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5°N

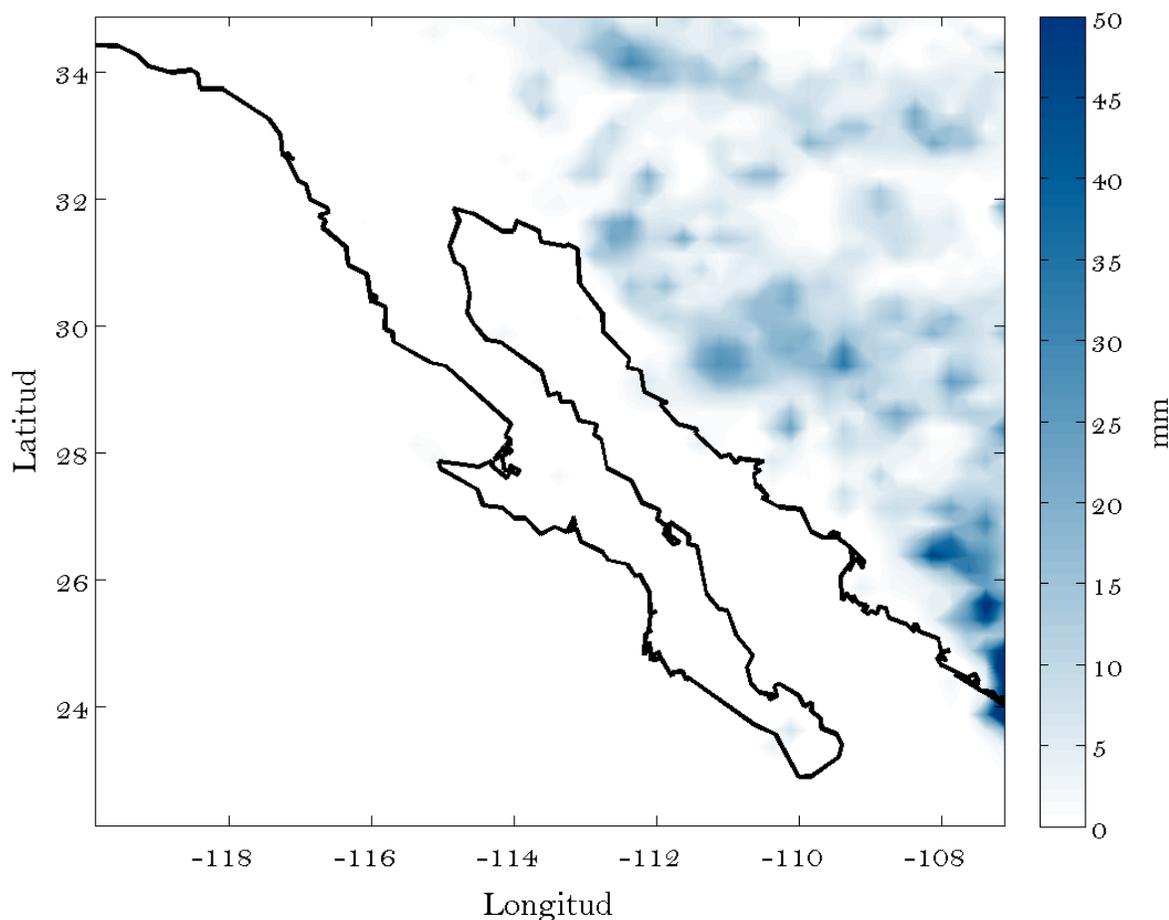


Figura 36. Precipitación acumulada del día 26 de Julio de 2004 sobre el noroeste de México. Obtenido de TRMM

3.3.3 Contenido de humedad para el caso convección profunda (CP)

Para el caso de la convección profunda el contenido de humedad en altura es mayor que en los casos anteriores. Las leguas de humedad asociadas al avance de las brisas, la colisión de los frentes y de las nuevas corrientes de gravedad en el caso de las laderas de 27°N y en la parte central de 24.6°N , generan concentraciones de 8 gr/kg por encima de los 5000 metros de altura. Cerca de la superficie los valores de humedad específica aumentan hasta llegar a los 15 gr/kg . Nuevamente, el contenido de humedad es mayor en la región oriental de las secciones, mientras que hacia el centro de la PBC la humedad se comporta de manera más homogénea (Figura 37 a-d).

El incremento en el contenido de humedad en términos absolutos tiene como resultado la saturación del aire en una columna de aire más extendida en la vertical. En la sección 30°N los perfiles de T y T_d tienen valores casi iguales entre 700 y 500 hPa , es decir aproximadamente entre los 3000 y 5000 metros de altura. En 27°N y 24.6°N las columnas de aire cercano a la saturación se encuentran desde la superficie hasta el

nivel de 500 hPa (5000 metros). La sección con la columna de aire saturado más profunda es 24.6°N (desde 3000 hasta 9000 metros de altura, aproximadamente). Si bien el valor de *CAPE* en 30° es mayor que los correspondientes en los otros dos casos analizados (SN y CU), éstos se siguen considerando como reflejo de poca energía potencial disponible para desarrollar convección profunda. Sin embargo, el valor de 1244 J/kg que se calculó para la sección de 27°N se encuentra plenamente dentro del rango adecuado para generar convección profunda. Nuevamente se resalta el hecho de que esta energía convectiva es adicional al proceso de ascenso forzado de aire en la región frontal de las celdas de brisa. Para la sección a 24.6°N se calculó un valor de *CAPE* de 85.7 J/kg, el cual se considera como muy bajo para el desarrollo de convección profunda. Sin embargo, la columna de aire saturado en esta sección es muy profunda (Figura 38 c).

La saturación del aire en columnas profundas tiene como resultado la formación de nubosidad con mayor desarrollo vertical, como puede observarse en la Figura 39. El corte de 24.6°N es el más extremo en este sentido, con una torre de nubosidad que va desde los 2000 hasta los 5500 metros. En 30°N se presenta una torre de nubosidad de características similares pero la base de la nube se encuentra en 3000 metros. En el corte a 27°N se presentan varias bandas de nubes con profundidades de entre 1 y 2 km del lado oriental de la península donde se encuentra la topografía más alta. Lo mismo ocurre con la nubosidad en el corte de 23.5°N , que se desarrolla sobre la montaña y en la zona del choque de los frentes de brisas. En esta sección, el caso CP fue el único en el que la celda de brisa proveniente del OP pudo superar la barrera orográfica (Figura 39 d).

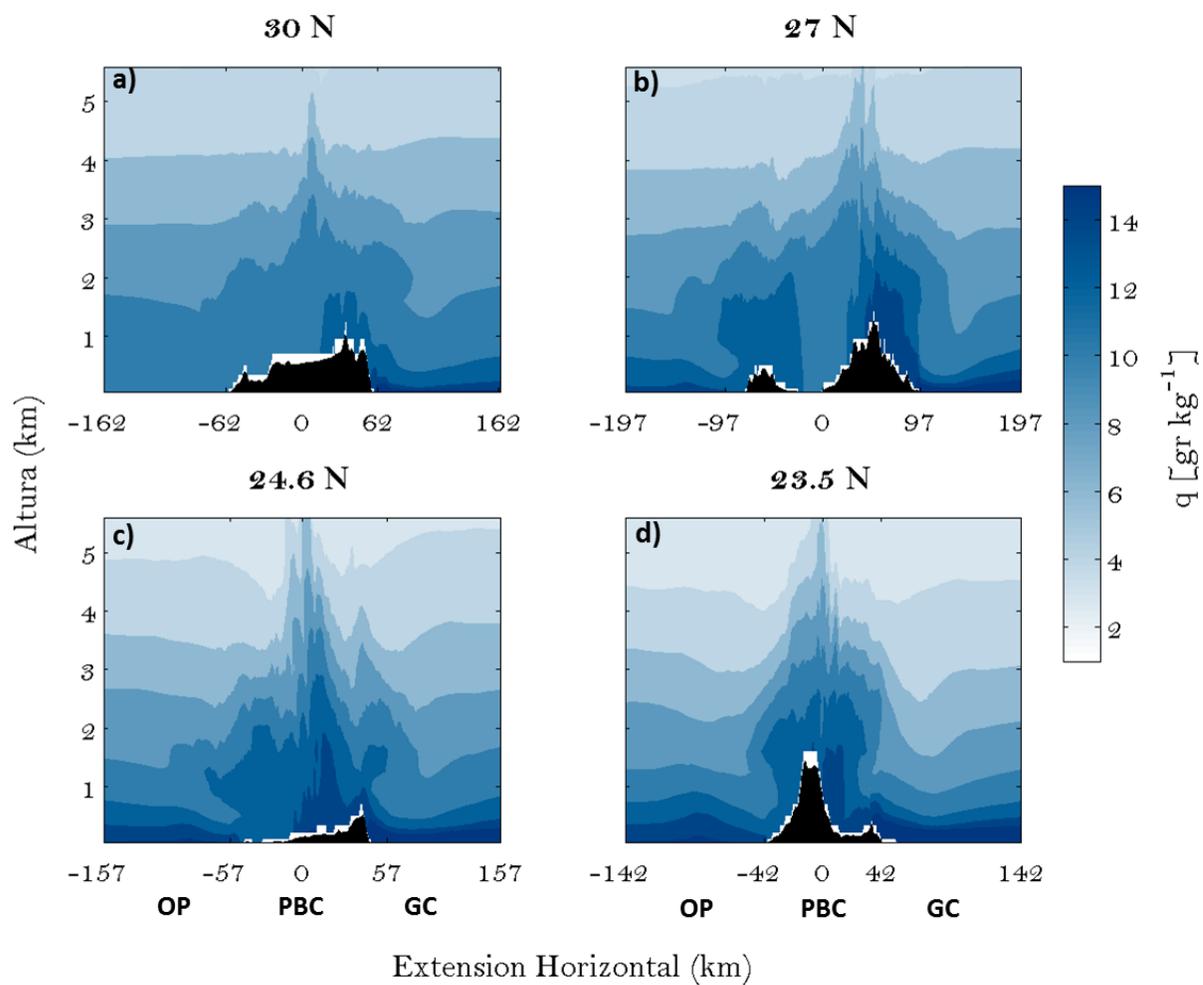


Figura 37. Humedad específica (q) las 15:00 local para el caso (CP) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5° N.

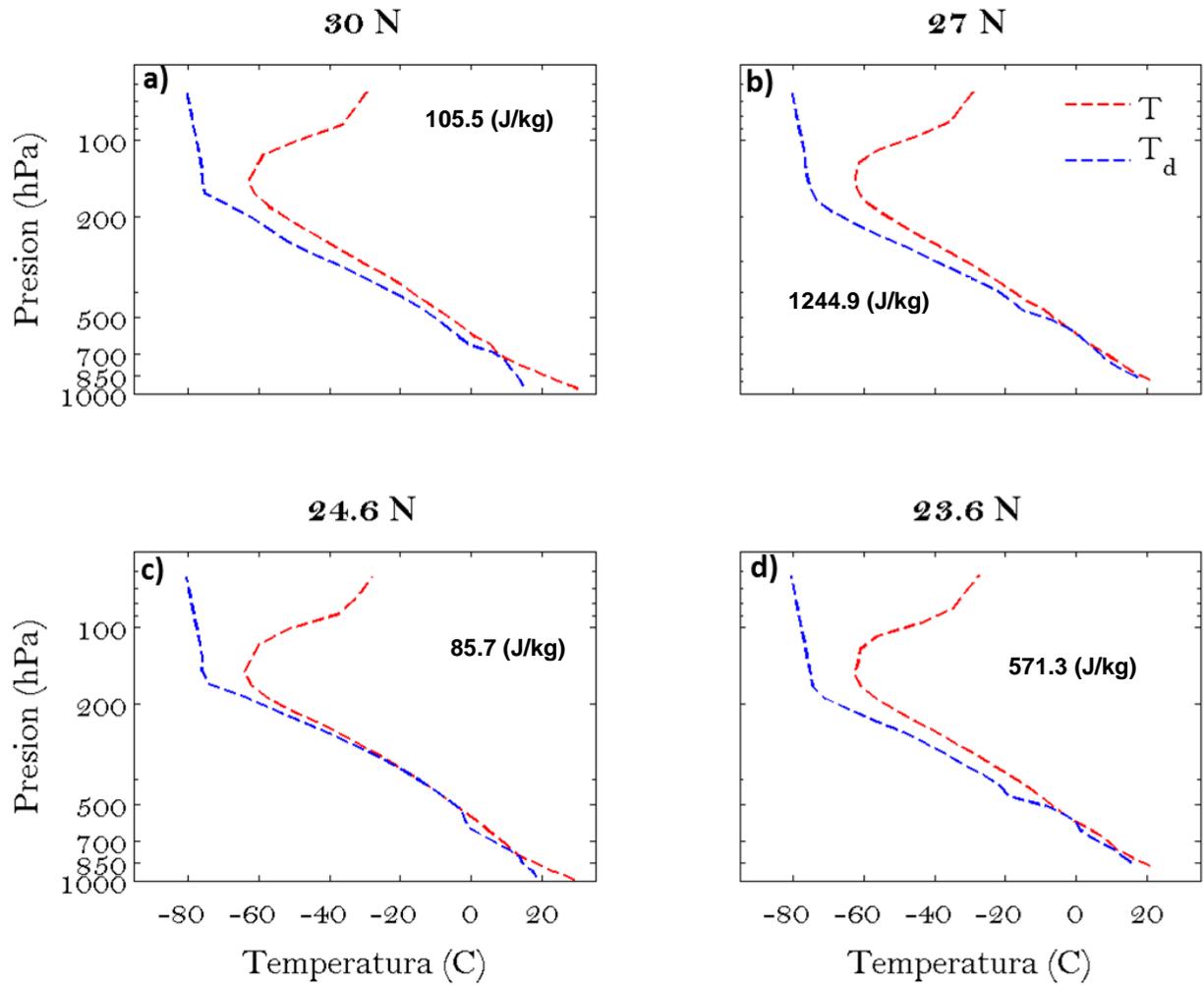


Figura 38. Diagrama T-log (P). La línea roja es la temperatura ambiente, la línea azul la temperatura (T) de punto de rocío a las 15:00 local para el caso CP en un punto dentro de la península en a) 30°N, b) 27°N, 24.6° N y 23.5° N. Los valores en nerita indican CAPE en (J/kg).

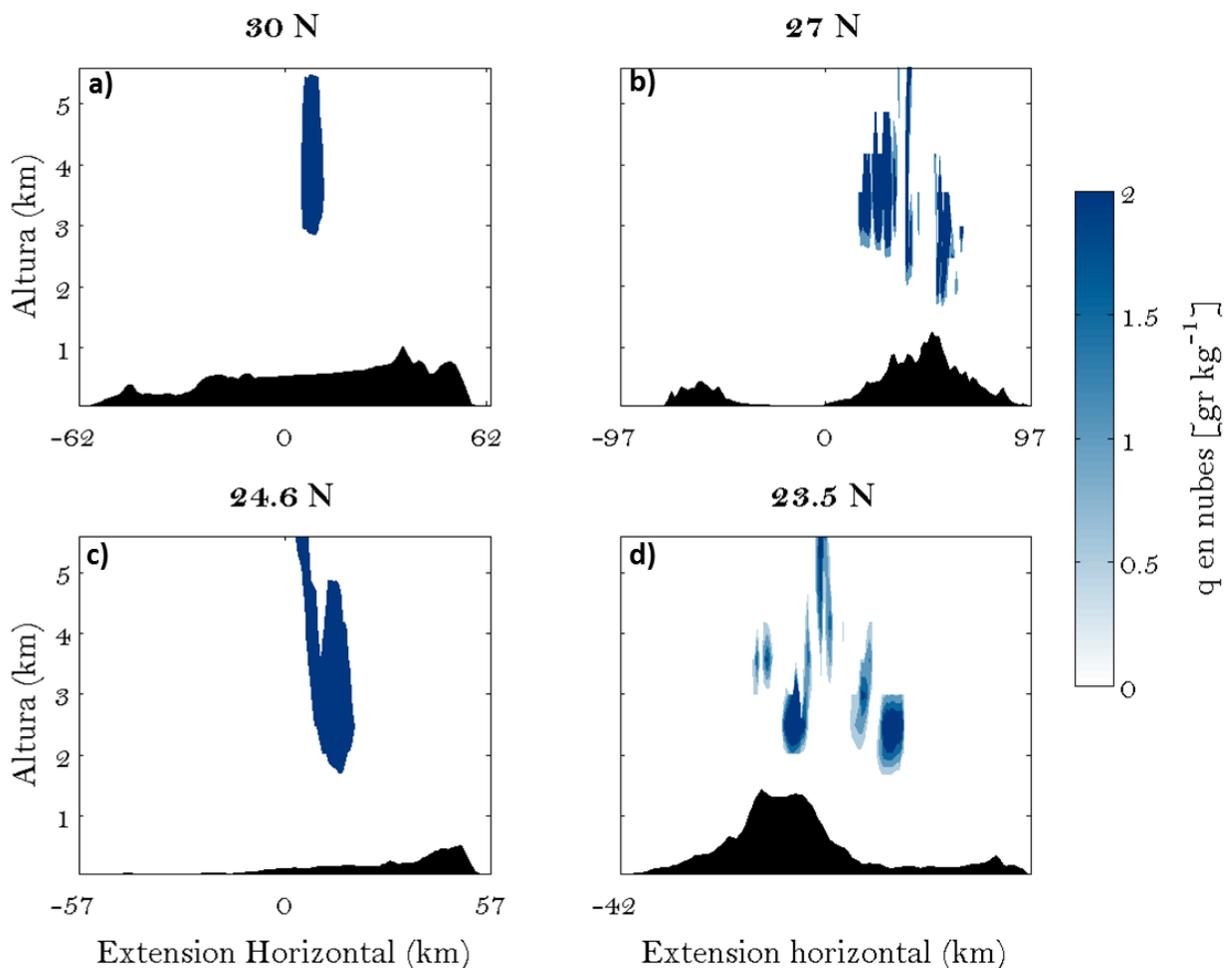


Figura 39. Vapor de agua contenido en nubes a las 15:00 local para el caso (CU) en las secciones a) 30° N, b) 27° N, c) 24.6°N y d) 23.5°N.

Los registros de precipitación de la base de datos TRMM muestran que se presentó precipitación a lo largo de la PBC durante el día de convección profunda (Figura 40). Si bien no se muestran los resultados numéricos de la precipitación que se generaron en este último experimento, se puede observar que los patrones de nubosidad profunda concuerdan en cierta manera con la distribución espacial de la precipitación (Figura 39).

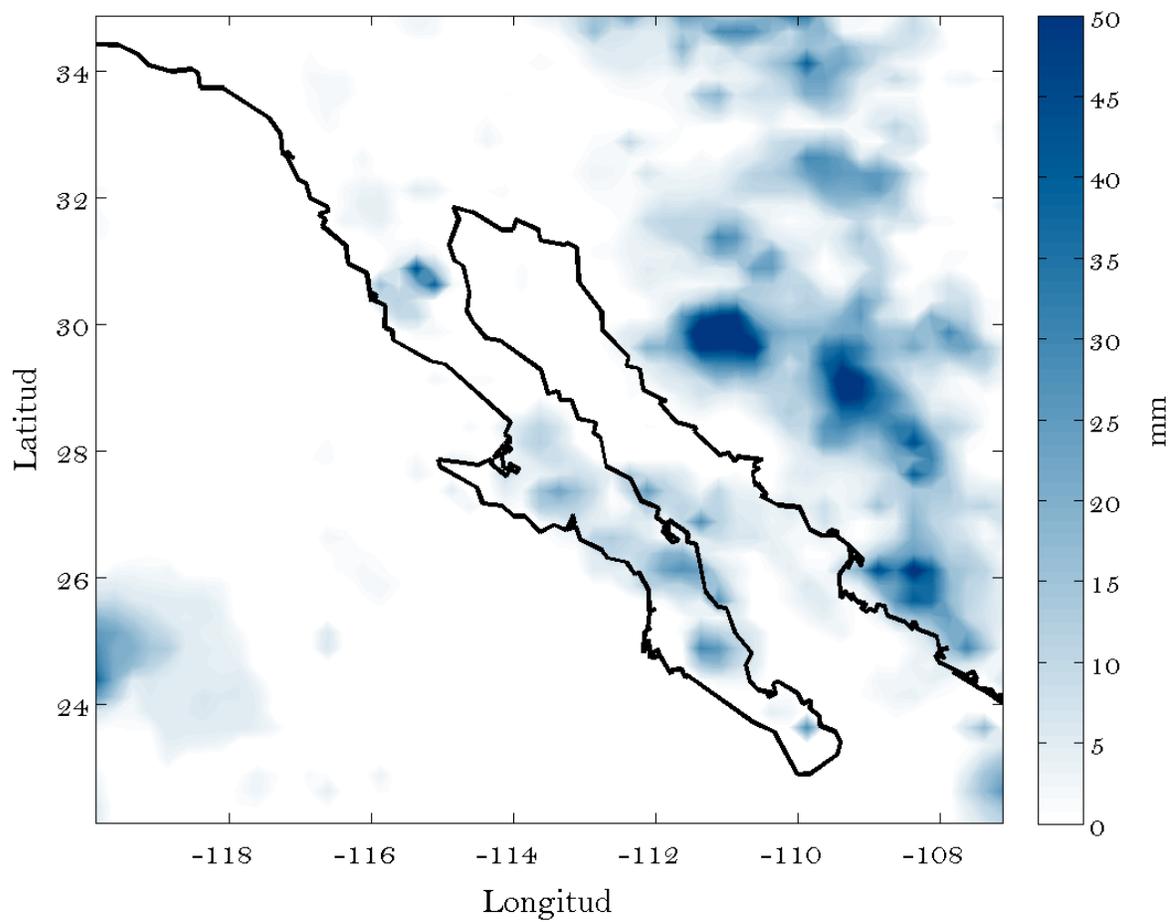


Figura 40. Precipitación acumulada del día 15 de Julio de 2004 sobre el noroeste de México. Obtenido de TRMM

Capítulo 4. Discusión

El presente estudio aborda el problema de la colisión de frentes de brisa sobre una isla-península (IP) angosta como un mecanismo que favorece la convección forzada que es la precursora para la formación de nubes y precipitación. La pregunta a resolver es: ¿Bajo qué condiciones dinámicas y termodinámicas la colisión de frentes de brisa es capaz de generar precipitación sobre la PBC? teniendo en cuenta esta región es una zona semiárida.

Para resolver nuestra pregunta hemos realizado simulaciones numéricas idealizadas con el modelo *Weather Research Forecasting* (WRF) que reproducen el comportamiento de la brisa marina sobre una IP en las que progresivamente se incluyeron características propias de la PBC, partiendo de una configuración sin topografía con cambios en latitud (φ) y ancho de IP (L), con topografía con topografía idealizada y cortes topográficos reales en 4 secciones: 30°, 27°, 24.6° y 23.5° N e incluyendo diferencias la diferencia de temperatura entre el OP y el GC. Finalmente se analizan tres diferentes casos en función de la nubosidad: sin nubosidad (SN), cúmulos poco profundos (CU) y convección profunda (CP).

El planteamiento de la brisa marina como una corriente de gravedad como un sistema en el que existen diferencias horizontales de densidad ha sido desarrollado tanto en estudios observacionales y numéricos (Simpson, 1968 y 1979; Atkins y Wakimoto, 1997; Wiel, 2013). En este estudio se analizaron los cambios en las corrientes de gravedad en función de L y φ por medio del número de Froude que es una medida adimensional que nos da la razón entre las fuerzas inerciales por medio de la velocidad de propagación del frente de brisa (U) y las fuerzas de boyancia $\sqrt{gH \frac{\Delta\rho}{\rho}}$. Para todos los casos $F < 1$, lo que nos indica que las fuerzas de boyancia dominaron sobre la inercia. Un aspecto a destacar es el incremento F en la medida que L era más grande desde los 25 hasta 150 km de ancho, independientemente de φ , para los anchos de IP mayores F comenzaba a disminuir nuevamente. Aparentemente existe un límite en la velocidad de propagación del frente de brisa de tal manera que llegado cierta longitud de L (~150 km), U no es capaz de viajar con mayor rapidez, sin embargo sobre IP mayores a 150 km las diferencias en densidad $\Delta\rho$ y la altura de la celda H , pueden seguir creciendo pues una mayor superficie implica un calentamiento diferencial más intenso. Lo anteriormente descrito tiene una pequeña excepción para las $L > 125$ km entre 20° y 30° donde U es mayor en la medida que crece L . Los valores encontrados para F se encuentran dentro del rango de lo reportado en la literatura, particularmente en experimentos de colisión de corrientes de gravedad (Wiel, 2013).

La máxima velocidad vertical w_{max} como un indicador del avance de los frentes de brisa y la colisión de los mismos sobre una IP angosta fue otro parámetro en que se obtuvo para la configuración ($L - \varphi$). La

evolución de w_{max} presenta diferentes comportamientos. Sobre el medio día se identifican dos bandas con mayores magnitudes, la primera cuando L es 25 km y sobre 30° N para todos los anchos de IP. El primer caso corresponde a la colisión de frentes de brisa en la zona más angosta, por otra parte se resalta el hecho que sobre 30° N exista un máximo en w que resalta los efectos dinámicos en esta latitud, pues en Ecuador la radiación es mayor, por lo tanto calentamiento diferencial y el desarrollo de las celdas de brisa debería ser mayor. Rotunno (1983) predice un efecto de resonancia en la extensión horizontal cuando la frecuencia en el ciclo de radiación coincide con la frecuencia inercial ($f = \omega$), este mismo efecto ha sido reportado para la brisa terral en un experimento numérico realizado por Yan y Anthes (1986) que además reportan la presencia de oscilaciones inerciales en 30° N. La superposición de oscilaciones inerciales con la brisa marina podría ser la causante esta señal en las primeras horas del día. Yang (1991) en un experimento el que compara simulaciones hidrostáticas con no hidrostáticas registra un máximo en la velocidad vertical en esta latitud en el segundo caso.

El comportamiento de w_{max} en el momento de mayor insolación (15:00) conviven varias situaciones en las que la velocidad vertical es intensa: 1) la colisión de frentes de brisa sobre $L = 75$ km y la madures de las celdas de brisa mayores en IP mayores a 100 km que se encuentran entre el ecuador y 40° N. En este sentido podemos decir que existe convección intensa cuando las L es mayor que 75 km y que las máximas velocidades verticales pueden ser por la colisión de frentes de brisa opuestos o por desarrollo de celdas que avanzan sobre IP mayores a 100 km. Comparando nuestros resultados con la referencia inmediata que estudio el efecto del ancho de una IP Xiian y Pielke (1991) podemos mencionar que la máxima convección forzada no se restringe a IP que tengan 150 km de ancho, sino que pueden coexistir diferentes situaciones según la extensión en L .

Por otra parte se discute la interacción de la brisa marina con brisa de valle, en la que estudios previos han mencionado que si la montaña está suficientemente cerca de la costa la interacción de ambas corrientes resultara en la intensificación de las mismas (Lu y Turco 1994; Maher y Pielke 1977). En este sentido nuestros resultados coinciden con lo reportado por la literatura; haciendo énfasis en que los trabajos previos y un par de experimentos planteados en esta tesis se realizan con topografía idealizada. El hecho de que la topografía tenga e pendientes suavizadas genera que la brisa de valle sea continua sobre las laderas de las montañas ya que el calentamiento diferencial es homogéneo a lo largo de las mismas, cuando se incluyen cortes topográficos relistas se puede observar que el desarrollo de la brisa de valle se presenta con mayor intensidad en las zonas con pendientes pronunciadas. Otro aspecto a destacar es la posición de la topografía con respecto a la costa, particularmente el caso de 23.5° N en el que se tiene una montaña muy alta (>1300 metros) cerca de la costa, situación que tiene como consecuencia que la brisa marina que avanza desde el OP no sea capaz superar esta barrera física.

Adicionalmente a la intensificación de la brisa marina producto de la interacción con la brisa de valle el efecto de la diferencia de temperaturas entre el OP y el GC actúan de tal manera que la celda de brisa que viene desde el OP tiene mayor velocidad horizontal y las velocidades verticales tienen una mayor profundidad con respecto a una situación con mares de igual temperatura. Turrent y Zaitzev (2014) reportan flujos de viento y humedad que van desde el OP sobre la PBC y hacia el GC como resultado de estas diferencias de temperatura entre ambos mares. Para este estudio hemos utilizado una configuración bidimensional por lo que no podemos analizar del todo el efecto de los bajos topográficos que pueden ayudar a canalizar el viento que va desde el OP hacia el GC, sin embargo podemos mencionar que la colisión de frentes de brisa ocurre ligeramente cargada hacia la costa Este, es decir, más cerca del GC exceptuando el caso de 23.5° en donde la celda de brisa que avanza del OP no es capaz de atravesar la barrera topográfica.

Por otra parte se discute el efecto del contenido de humedad en el proceso de formación de nubes y precipitación tras la colisión de frentes de brisa. La colisión de frentes de brisa como mecanismo precursor o generador de lluvia ha sido analizada en otras regiones del mundo; siendo el caso más estudiado el de la Península de Florida, sin embargo existen estudios que abordan el problema en diversas regiones del mundo como en Malasia, Japón, Indonesia por mencionar algunos ejemplos. Para la PBC se analizaron 3 situaciones en función del contenido de humedad en el ambiente: 1) el caso en que no existe formación de nubes (SN), con cúmulos poco profundos (CU) y convección profunda (CP), siendo los dos primeros las situaciones más recurrentes en la zona de estudio y el último caso se presentó como consecuencia de una fuente de humedad externa tras el paso del Huracán Blas en 2004 quien tuvo una trayectoria suficientemente cerca para incrementar los niveles de humedad sin tocar tierra sobre la PBC (Farfán y Moguel, 2007).

Sobre la colisión de frentes de brisa y la influencia en altura de las velocidades verticales positivas se tiene que ambas son más profundas en la media que se incrementa la humedad en las condiciones iniciales. El incremento en la humedad tiene como consecuencia una disminución en la estabilidad estática de la atmosfera, parámetro que resulta de vital importancia en el desarrollo de las celdas de brisa marina de tal manera que a menor estabilidad estática las brisas tienden a ser más profundas e intensas (Crosman y Horel, 2012; Antonelli y Rotunno, 2007). Por otra parte el aumento en el contenido de humedad reduce la diferencia entre la temperatura ambiente y la temperatura (T) de saturación del aire (T_d) lo que favorece que se llegue en altura al nivel de convección libre y con esto tengamos energía termodinámica para la convección ($CAPE$) adicional a la convección forzada producida por las celdas de brisa y su colisión. Esta situación se puede apreciar ya que los valores de $CAPE$ en el caso SN son cero y estos se incrementan en CU y CP. Si bien los valores de $CAPE$ reportados en el presente estudio son considerados como poco

energéticos para el desarrollo de convección profunda se resalta el hecho que el aumento de humedad es suficiente para desestabilizar la atmósfera sumado al efecto del ascenso de aire producido por las brisas.

Adicionalmente el aumento en el contenido de humedad tiene como resultado que existan puntos en altura donde el aire se encuentre saturado, lo que favorece la formación de nubosidad. La profundidad de la nubosidad dependerá del grosor de la capa de aire saturada. Los perfiles plasmados en los diagramas T-Log p para cada caso nos dan información acerca de la formación de la estructura vertical de las nubes.

En el caso de CP el avance de las brisas sobre la PBC presenta varios cambios interesantes con respecto a SN y CU. La brisa que viene desde el OP en 23.6° N fue capaz de superar la barrera montañosa contrario a los casos anteriores; esto puede ser de la disminución de la estabilidad estática por aumento en las condiciones iniciales de humedad que resulta en la intensificación de las brisas. Para la situación de CP, la brisa que avanza desde el OP tuvo la intensidad suficiente para superar la barrera montañosa. El avance de la corriente de gravedad que va desde el OP tuvo como resultado dos zonas de convección: 1) En la parte más alta de la sección topográfica donde normalmente ocurre la convección y 2) en la ladera oeste de la montaña punto sobre el cual la corriente de gravedad que avanza desde el OP y que fue capaz de superar la barrera montañosa y donde colisiono con la corriente que avanza desde el GC. En 24.6° y 27° N se presentan pequeñas contracorrientes en superficie que generan nuevas zonas de ascenso de aire, estas corrientes pueden ser resultado de la presencia persistente de nubosidad en estos puntos generando una pequeña zona de calentamiento diferencial o asociadas a el evento de precipitación al que se puede asociar aire descendente que en superficie se comporta como una nueva corriente de gravedad (Wallace y Hoobs, 2006) , situación que ha sido reportada en eventos de precipitación producidos por brisas (Frysinger *et al*, 2003).

Finalmente se puede comentar que los patrones de nubosidad profunda encontrados en este ejercicio idealizado coinciden a grandes rasgos el patrón espacial de precipitación reportado para la fecha de la que se obtuvieron los perfiles de humedad del caso de convección profunda.

4.1 Trabajo futuro

El presente trabajo deja varios elementos por esclarecer que pueden ser atacadas de con diferentes metodologías:

- Determinar de manera objetiva la cantidad adicional vapor de agua que se requiere sobre la región de estudio para que la colisión de frentes de brisa opuestos sea un mecanismo generador de convección profunda y analizar de manera más detalla los procesos termodinámicos asociados a la precipitación. En este sentido una variable que se puede explorar es el agua precipítale.
- Realizar corridas realistas y en tres dimensiones con el modelo WRF, con las que se obtenga una reducción de escala de reanálisis globales para observar como es afectada la brisa por circulaciones de mayor escala. De igual manera se pueden diseñar experimentos en los que se anulen los efectos de la circulación de escala sinóptica para observar si existen diferencias en los flujos de humedad sobre la capa planetaria de la PBC.
- El estudio de la colisión de frentes brisa sobre la PBC como un agente precursor de la precipitación de verano debe ser enmarcado en el contexto de una pregunta más amplia que plantea conocer si esa precipitación y los flujos de humedad asociados al ciclo diurno de las brisas tienen un efecto determinante para la biogeografía de la PBC.

Capítulo 5. Conclusiones

Las conclusiones del presente estudio se enlistan a continuación.

1. En corrientes de gravedad que avanzan sobre IP angostas dominan las fuerzas de boyancia sobre la inercia y existe un límite superior en la velocidad de propagación del frente de brisa cuando L es mayor a 125 km.
2. La convección forzada producto del avance de las celdas de brisa sobre IP angostas es importante cuando L es mayor que 75 km y responde a 2 procesos. La colisión de frentes de brisa y el estado de madurez de las brisas sobre IP mayores a 100 km. Sobre 30° N existe una señal de máxima velocidad vertical que es visible durante la etapa de crecimiento de las corrientes; esto no implica que la señal desaparezca con el paso del tiempo, pero este efecto es eclipsado por la madurez y colisión de las brisas.
3. La interacción de la brisa marina con la brisa de valle resulta en la intensificación de los vientos horizontales, resaltando el hecho de que en cortes topográficos realistas las zonas con mayor pendiente generan brisas de valle más intensas. El contraste de temperatura entre el OP y el CG es otra causa de intensificación de las celdas de brisa que avanzan desde el OP y el GC.
4. Las modificaciones hechas a las condiciones iniciales del vapor de agua en las simulaciones numéricas resaltan el papel determinante que tiene dicho gas para alterar la estabilidad estática de la atmósfera. La estabilidad estática disminuye conforme aumenta el contenido de humedad en el aire. Este efecto es adicional a la convección forzada por del avance de las celdas de brisa sobre la IP.
5. El incremento en la cantidad de vapor de agua presente en el aire resulta en la disminución de la altura de saturación del aire tras el avance de las brisas sobre la PBC, lo que puede resultar en condiciones favorables para la formación de nubosidad poco profunda o de nubes de gran desarrollo vertical capaces de generar precipitación.
6. Se debe resaltar que los escenarios analizados sin presencia de nubes (SN) y con presencia de cúmulos someros (CU) corresponden a las condiciones que ocurren con mayor frecuencia sobre la PBC. Sin embargo, los resultados reportados en este estudio indican que aportes externos de humedad por estructuras de escala sinóptica (como ciclones tropicales) y la posterior interacción de las brisas marinas con masas de aire con mayor contenido de vapor de agua, representan un mecanismo viable para la generación de precipitación de verano sobre la PBC.

Literatura citada

- Adams, D. K., Comrie, A. C., 1997. The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2197-2213.
- Antonelli, M., Rotunno, R., 2007. Large-Eddy Simulation of the Onset of the Sea Breeze. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 4445-4457.
- Atkins, N., Wakimoto, R., 1997. Influence of the Synoptic-Scale Flow on Sea Breezes Observed During CaPE. *Monthly Weather Review*, 2112-2130.
- Castro, R., Martínez J, A. 2007. Variabilidad Espacial y Temporal del Campo de Viento. En: Gaxiola-Castro G., Durazo R. (Eds.), *Dinámica del Ecosistemas Pelágico Frente a Baja California 1997-2007* (pp. 129-147). Distrito Federal, México: Instituto Nacional de Ecología.
- Castro, R., Parés-Sierra, A., Marinone, S., 2003. Evolución y Extensión de los Vientos de Santa Ana de Febrero de 2002 en el Océno, Frente a California y la Península de Baja California. *Ciencias Marinas*, 275-281.
- Cavazos, T., Rivas, D. 2004. Variability of Extreme Precipitation Events in Tijuana, Mexico. *Climate Research*, 229-243.
- Ciesielski, P. E., Johnson Richard, H. 2008. Diurnal Cycle of Surface Flows During 2004 NAME and Comparison to Model Reanalysis. *Journal of Climate*, 3890-3913.
- Crosman, E. T., Horel, J. D. 2012. Idealized Large-Eddy Simulations of Sea and Lake Breezes: Sensitivity to Lake Diameter, Heat Flux and Stability. *Boundary-Layer Meteorology*, 309-328.
- Crosman, E., Horel, J. D. 2010. Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies. *Boundary-Layer Meteorology*, 1-29.
- Datos climáticos diarios del CLICOM del SMN a través de su plataforma web del CICESE.* (s.f.). Obtenido de <http://clicom-mex.cicese.mx>
- Dalu, G. A., Pielke, R. A. 1989. An Analytical Study of the Sea Breeze. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1815-1825.
- Delgado-Gonzalez, O. E., Ocampor-Torres, F., Larios-Castillo, S. 1994. Las Brisas Durante Algunos Meses de Primavera y Verano en el Noroeste del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 421-440.
- Dudhia, J. 1989. Numerical study of Convection During the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 3077-3107.
- Edwards, C. 2008. *Coastal Ocean Response to Near-Resonant Sea-Land Breeze Near the Critical Latitude in the Georgia Bight*. Chapel Hill: Tesis de Doctorado en Ciencias. University of North Carolina .
- Farfan, L. M., Fogel, I. 2007. Influence of Tropical Cyclones on Humidity Patterns over Southern Baja California, Mexico. *Monthly Weather Review*, 1208-1224.
- Federico, G., Dalu, G., Belleci, C., Colacino, M. 2000. Mesoscale Energetics and Flows Induced by Sea-Land and Mountain-Valley Contrast. *Annales Geophysicae*, 235-246.
- Fryinger, J., Lindner, L., Brueske, S. L. 2003. A Statistical Sea-Breeze Prediction Algorithm for Charleston, South California. *Weather and Forecasting*, 614-625.
- Gille, S. T. 2005. Global Observations of the Land Breeze. *Geophysical Research Letters*, L05605.

- Hadi, T., Horinouchi, T., Tsuda, T., Hashiguchi, H., Fakao, S. 2002. Sea-By Breeze Circulation over Jakarta, Indonesia: A Climatology Based on Boundary Layer Radar Observations. *Monthly Weather Review*, 2153-2166.
- Kingsmill, D. E. 1995. Convection Initiation Associated with a Sea-Breeze Front, a Gust Front, and Their Collision. *Monthly Weather Review*, 2913-2933.
- Lu, R., Turco, R. 1994. Air Pollutant Transport in a Coastal Environment. Part I: Two-Dimensional Simulations of Sea-Breeze and Mountains Effects. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2285-2308.
- Mahrer, Y., Pielke, R. 1977. The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model. *Monthly Weather Review*, 1151-1162.
- Martinez-Sanchez, J. N., Cavazos, T. 2014. Eastern Tropical Pacific Hurricane Variability and Landfalls on Mexican Coasts. *Climate Research*, 221-234.
- Mesinger, F., Dimego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., . . . Shi, W. 2006. North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 343-360.
- National Center for Environmental Information. (s.f.). Obtenido de: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>
- Niino, H. 1987. The Linear Theory of the Land and Sea Breeze Circulation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 901-920.
- Oki, T., Musiaka, K. 1994. Seasonal Change of the Diurnal Cycle of Precipitation over Japan and Malaysia. *Journal of Applied Meteorology*, 1445-1463.
- Physick, W. 1976. A Numerical Model of the Sea Breeze Phenomenon over a Lake or Gulf. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2107-2135.
- Reid, D. 1957. Evening Wind Surges in South Australia. *Australian Meteorological Magazine*, 23-32.
- Reyes-Coca, S., Pares-Sierra, A. 1983. Analisis de Componentes Principales de los Vientos Superficiales de la Bahía de Todos Santos. *Geofísica Internacional*, 179-203.
- Rizza, U., Miglietta, M., Anabor, V., Degrazia, G. A., Maldaner, S. 2015. Large-Eddy Simulation of Sea Breeze at an Idealized Peninsular Site. *Journal of Marine Systems*, 167-182.
- Rotunno, R. 1983. On the Linear Theory of the Land and Sea Breeze. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1999-2009.
- Simpson, J. 1969. A comparison between laboratory and atmospheric density currents. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 758-765.
- Simpson, J. 1977. Inland Penetration of Sea-Breeze Fronts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 47-76.
- Simpson, J. 1994. *Sea Breeze and Local Winds*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Skamarock, W., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., . . . Powers, J. 2008. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. Boulder, Colorado: National Center of Atmospheric Research.
- Sow, K. S., Juneng, L., Tangang, F. T., Hussin, A., Mahmud, M. 2011. Numerical Simulation of Severe Late Afternoon Thunderstorm Over Peninsular Malaysia. *Atmospheric Research*, 248-262.
- Steele, C., Dorling, S., Glasow von, R., Bacon, J. 2013. Idealized WRF Model Sensitivity Simulations of Sea Breeze Types and Their Effects on Offshore Windfields. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 443-461.

- Taylor-Espinoza, M. E. 2009. *Análisis y Visualización de la Componente Diurna de los Vientos en el Sur del Golfo de México*. Distrito Federal: Tesis de Licenciatura en Física; UNAM.
- Taylor-Espinoza, M. E. 2014. *Estudio de la Variabilidad Diurna de los Vientos en el Sur del Golfo de México*. Distrito Federal: Tesis de Maestría en Ciencias, UNAM.
- Turrent, C., Zaitsev, O. 2014. Seasonal Cycle of the Near-Surface Diurnal Wind Field Over the Bay of La Paz, Mexico. *Boundary-Layer Meteorology*.
- Wallace, J. M., Hobbs, P. 2006. *Atmospheric Science An Introductory Survey*. Academic Press y Elsevier.
- Wiel, K. 2013, September. *On the Collision of Sea Breeze Gravity Currents*. Retrieved from Woods Hole Oceanographic Institution: <https://www.whoi.edu/fileserver.do?id=182425&pt=10&p=105893>
- Xian, Z., Pielke, R. 1991. The Effects of Width of Landmasses on the Development of Sea Breezes. *Journal of Applied Meteorology*, 1280-1304.
- Xiaohua, Y. 1991. A Study of Nonhydrostatic Effects in Idealized Sea Breeze Systems . *Boundary-Layer Meteorology*, 183-208.
- Yan, H., Anthes, R. A. 1986. The Effect of Latitude on the Sea Breeze. *Monthly Weather Review*, 936-956.

Anexo I

VARIABLES UTILIZADAS PARA EL CÁLCULO DEL NÚMERO DE FROUDE Y SUS RESPECTIVOS VALORES ESTIMADOS.

$L - \varphi$	H (m)	U (ms^{-1})	$g \frac{\Delta\rho}{\rho}$ (ms^{-2})	$L - \varphi$	H (m)	U (ms^{-1})	$g \frac{\Delta\rho}{\rho}$ (ms^{-2})
25-00	398	0.97	0.092	125-30	675	3.19	0.106
50-00	529	1.81	0.091	150-30	640	3.47	0.108
75-00	518	2.77	0.096	175-30	667	3.33	0.104
100-00	553	3.05	0.10	200-30	682	3.47	0.106
125-00	552	3.19	0.098	25-40	416	0.97	0.097
150-00	531	3.05	0.096	50-40	603	1.66	0.065
175-00	543	3.05	0.099	75-40	621	2.36	0.087
200-00	559	2.91	0.103	100-40	635	3.05	0.103
25-10	419	1.1	0.088	125-40	627	3.05	0.100
50-10	592	1.81	0.089	150-40	644	3.33	0.103
75-10	609	2.77	0.093	175-40	595	3.33	0.105
100-10	634	3.19	0.102	200-40	653	3.05	0.101
125-10	622	3.33	0.110	25-50	357	0.83	0.087
150-10	590	3.47	0.102	50-50	546	1.66	0.081
175-10	599	3.19	0.103	75-50	568	2.08	0.091
200-10	634	3.19	0.106	100-50	595	2.77	0.097
25-20	400	1.1	0.090	125-50	530	2.91	0.093
50-20	623	1.81	0.084	150-50	518	2.91	0.098
75-20	663	2.5	0.099	175-50	525	2.91	0.095
100-20	660	3.33	0.105	200-50	551	2.91	0.099
125-20	675	3.19	0.100	25-60	387	0.83	0.076
150-20	674	3.33	0.0105	50-60	424	1.25	0.080
175-20	627	3.61	0.112	75-60	401	2.2	0.086
200-20	648	3.61	0.113	100-60	412	2.36	0.089
25-30	399	1.1	0.098	125-60	412	2.5	0.090
50-30	636	1.66	0.092	150-60	394	2.5	0.091
75-30	649	2.5	0.094	175-60	408	1.94	0.090
100-30	658	3.33	0.107	200-60	391	2.63	0.088