

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE FÍSICA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA ATMOSFÉRICA, OCEÁNICA Y PLANETARIA



LA BRISA MARINA EN EL PACÍFICO CENTRAL DE COSTA RICA
DURANTE TICOSONDE-NAME 2004: OBSERVACIONES Y
MODELADO NUMÉRICO

Trabajo final de graduación sometido a la consideración de la Escuela de Física
como parte de los requisitos para aspirar al título y grado de Licenciatura en
Meteorología

Natali Mora Sandí

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

24 de Agosto de 2020

Este Trabajo Final de Graduación fue aceptado por la Escuela de Física de la Universidad de Costa Rica, como requisito para parcial para optar por el grado y título de Licenciatura en Meteorología.



Dr. Ralph García Vindas
Presidente del Tribunal



Dr. Jorge Amador Astúa
Director de Tesis



Dr. Erick Rivera Fernández
Miembro del Comité de Tesis



Dr. Tito Maldonado Mora
Miembro del Comité de Tesis



Dr. Gabriela Mora Rojas
Miembro del Tribunal de Tesis

Dedicatoria

A Juan Gabriel Calvo, por su ayuda, paciencia y apoyo a lo largo de este proceso.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento a las siguientes personas e instituciones que de alguna manera brindaron su colaboración para el desarrollo de este trabajo: Dr. Jorge Amador, por haber contribuido en mi formación profesional y brindarme sus conocimientos, dedicación, tiempo y orientación para dirigir este trabajo. A los lectores Dr. Erick Rivera y Tito Maldonado por su ayuda, sugerencias y recomendaciones. Al Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI) de la Universidad de Costa Rica, en especial los proyectos UCR-VI-805-B9-454 y UCR-VI-805-B8-604, por los recursos brindados, el uso del clúster Tsaheva y la proporción de los datos para la elaboración de este estudio. De igual forma a la campaña Ticosonde-NAME 2004 resultado de la colaboración entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration), el Experimento del Monzón en América del Norte, el Instituto Meteorológico Nacional (IMN), el CIGEFI, Universidad Nacional de Costa Rica (UNA) y Centro Nacional de Alta Tecnología (CENAT). Además, a Blanca Calderón, Gabriela Mora y Hugo Hidalgo por ofrecerme sus conocimientos, tiempo y desinteresada colaboración. A Julio Sánchez personal de informática del CIGEFI y a Paula Pérez por la elaboración de la figura 3 de este trabajo.

Índice general

Hoja de aprobación	i
Dedicatoria	ii
Agradecimientos	iii
Índice de Figuras	vii
Índice de Tablas	xii
Abreviaturas	xiii
Resumen	xvi
1. Descripción del problema	1
1.1. Introducción	1
1.2. Justificación	3
1.3. Antecedentes	4
1.3.1. Estudios Observacionales	4
1.3.1.1. Circulaciones de brisa marina y su efecto cerca de la costa	4
1.3.1.2. Interacción de la brisa de mar con el flujo sinóptico . .	6
1.3.2. Estudios numéricos	7
1.4. Hipótesis de trabajo	9
1.5. Objetivos	9
1.5.1. Objetivo general	9
1.5.2. Objetivos específicos	10

2. Marco Teórico	11
2.1. Circulaciones de mesoescala	11
2.2. Escala planetaria	12
2.3. Generalidades clima histórico	15
2.4. Modelos numéricos	16
3. Datos y Método	18
3.1. Ticosonde - NAME 2004	18
3.2. Observaciones en Superficie	19
3.2.1. Humedad específica	22
3.2.2. Evapotranspiración	23
3.3. Otras observaciones	24
3.4. Simulaciones numéricas	24
3.4.1. Diseño experimental	24
3.4.2. Configuración del modelo MM5v3	25
3.4.2.1. Simulación Grell - Medium Range Forecast	26
3.4.2.2. Simulación Kain Fritsch - Gayno Seaman	27
3.4.3. Evaluación de las simulaciones con el modelo MM5v3	27
4. Resultados	28
4.1. Observaciones en superficie	28
4.1.1. Precipitación total horaria	28
4.1.2. Distribución horaria del viento y anomalías del ciclo diurno medio de la temperatura y humedad específica	31
4.1.3. Relación entre la precipitación y las anomalías de temperatura	33
4.1.4. Evapotranspiración diaria	34
4.2. Radiosondeos	35
4.3. Análisis de resultados observados	38

4.4. Resultados de las simulaciones con el modelo MM5v3	39
4.4.1. Caso del 11 de julio de 2004	39
4.4.2. Caso del 1 de setiembre de 2004	43
4.5. Evaluación del MM5v3	45
4.5.1. Caso del 11 de julio de 2004	45
4.5.2. Caso del 1 de setiembre de 2004	50
5. Conclusiones, alcances y recomendaciones	54
5.1. Conclusiones	54
5.2. Alcances	55
5.3. Recomendaciones	56
Apéndice	58
Apéndice 1. Valores porcentuales de la precipitación	59
Bibliografía	61

Índice de Figuras

1.	Aplicación del teorema de la circulación al caso de la brisa marina. Tomado de Holton (2004). Las flechas indican el sentido de la circulación. T1 y T2 corresponden a la temperatura media a través de las columnas verticales sobre la superficie del mar y la tierra. P0 y P1 son presión en superficie y en altura respectivamente. L y h corresponden a la extensión horizontal y vertical de la celda de circulación. Las líneas punteadas indican superficies de densidad constante. Copyright © Academic Press 2004.	12
2.	Magnitud (colores) y dirección (vectores) del viento a 925 hPa para el mes de julio 2004, utilizando datos de Era-Interim (Dee et al. 2011). . .	14
3.	Distribución espacial de estaciones durante el experimento Ticosonde-NAME 2004.	20
4.	Dominios empleados en el modelo MM5v3 (D1, 27 km; D2, 9 km; D3, 3 km).	26

5.	Precipitación total horaria durante el periodo de estudio. La línea azul continua representa el porcentaje acumulativo de precipitación horaria total. La línea azul punteada representa el porcentaje acumulativo de días con precipitación horaria. La numeración de cada panel (1 a 10) corresponde a las estaciones de la Tabla 1 y el panel 11 muestra la precipitación total de cada estación en función de la altitud (línea negra continua).	29
6.	Precipitación acumulada cada 5 días del 1 de julio al 16 de setiembre de 2004. La numeración de cada panel corresponde a las estaciones de la Tabla 1.	30
7.	Distribución horaria del viento en superficie de las primeras 5 estaciones del perfil: a) Puntarenas, b) Guacalillo, c) Capulín, d) Lagunilla, e) Orotina. Anomalías (valor medio horario menos promedio diario) de f) temperatura y g) humedad específica calculadas para el periodo de estudio.	32
8.	Distribución horaria del viento en superficie de las segundas 5 estaciones del perfil a) Hacienda Vieja, b) Escuela Ganadería, c) La Garita, d) AIJS, e) CIGEFI. Anomalías (valor medio horario menos promedio diario) de f) temperatura y g) humedad específica calculadas para el periodo de estudio.	33
9.	Anomalías de temperatura media horaria respecto al promedio diario (escala de la derecha) y ciclo diurno de la precipitación (escala de la izquierda). La línea vertical representa la hora del valor máximo de la temperatura. La numeración de cada panel corresponde a las estaciones de la Tabla 1.	34

10.	Evapotranspiración diaria durante el periodo de estudio (escala de la derecha), calculada con los métodos de Penman-Monteith (línea sólida) y Priestley-Taylor (línea punteada) y precipitación diaria (escala de la izquierda). La numeración en cada panel corresponde a las estaciones en la Tabla 1.	35
11.	Perfil vertical de a) anomalías de temperatura, b) anomalías de humedad específica con respecto al valor medio correspondiente en cada nivel, c) perfil vertical del viento, d) temperatura (línea roja) y humedad específica (línea verde) para los días 11 de julio (línea continua) y 1 de setiembre 2004 (línea punteada) y e) componente zonal del viento) para los días 11 de julio de 2004 (línea continua) y 1 de setiembre de 2004 (línea punteada). Datos de radiosondeos de la estación ubicada en el AIJS 2004.	37
12.	Ciclo diurno de a) temperatura, b) humedad específica y c) viento zonal para cada nivel de presión. Las líneas representan las 0 TSL (línea continua con +), 6 TSL (línea discontinua), 12 TSL (línea discontinua con o) y 18 TSL (línea continua). TSL es el Tiempo Solar Local.	38
13.	Dominio 1, viento simulado para el día 11 de julio al nivel de 925 hPa, según los experimentos a) Grell - Medium Range Forecast y b) Kain Fritsch - Gayno Seaman.	40
14.	Dominio 3, viento simulado a 10 m a las a) 0 TSL, b) 3 TSL, c) 6 TSL, d) 9 TSL, e) 12 TSL, f) 15 TSL g) 18 TSL, h) 21 TSL e i) topografía de la región estudiada. Los puntos rojos representan la ubicación de las estaciones (Tabla 1). Simulación Grell - Medium Range Forecast del día 11 de julio de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.	41

15.	Dominio 3, viento simulado a 10 m a las a) 0 TSL, b) 3 TSL, c) 6 TSL, d) 9 TSL, e) 12 TSL, f) 15 TSL g) 18 TSL, h) 21 TSL e i) topografía de la región estudiada. Los puntos rojos representan la ubicación de las estaciones (Tabla 1). Simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman del día 11 de julio de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.	42
16.	Dominio 1, viento simulado para el día 1 de setiembre al nivel de 925 hPa, según los experimentos a) Grell - Medium Range Forecast y b) Kain - Fritsch.	43
17.	Dominio 3, viento simulado a 10 m a las a) 0 TSL, b) 3 TSL, c) 6 TSL, d) 9 TSL, e) 12 TSL, f) 15 TSL g) 18 TSL, h) 21 TSL e i) topografía de la región estudiada. Los puntos rojos representan la ubicación de las estaciones (Tabla 1). Simulación Grell - Medium Range Forecast del día 1 de setiembre de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.	45
18.	Dominio 3, viento simulado a 10 m a las a) 0 TSL, b) 3 TSL, c) 6 TSL, d) 9 TSL, e) 12 TSL, f) 15 TSL g) 18 TSL, h) 21 TSL e i) topografía de la región estudiada. Los puntos rojos representan la ubicación de las estaciones (Tabla 1). Simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman del día 1 de setiembre de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.	46
19.	Evolución temporal de los vectores del viento a 10 m tanto los valores observados (azul) como los simulados (rojo) a las a) 3 TSL, b) 6 TSL, c) 9 TSL, d) 12 TSL, e) 15 TSL f) 18 TSL y g) 21 TSL. Simulación Grell - Medium Range Forecast del día 11 de julio de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.	47

20.	Evolución temporal de los vectores del viento a 10 m tanto los valores observados (azul) como los simulados (rojo) a las a) 3 TSL, b) 6 TSL, c) 9 TSL, d) 12 TSL, e) 15 TSL f) 18 TSL y g) 21 TSL. Simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman del día 11 de julio de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.	48
21.	Perfil vertical de a) temperatura (línea roja), humedad específica (línea verde) y b) viento zonal. Valores observados (línea continua), simulación Grell - Medium Range Forecast (línea discontinua) y simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman (línea continua con +) del día 11 de julio de 2004.	49
22.	Evolución temporal de los vectores del viento a 10 m tanto los valores observados (azul) como los simulados (rojo) a las a) 3 TSL, b) 6 TSL, c) 9 TSL, d) 12 TSL, e) 15 TSL f) 18 TSL y g) 21 TSL. Simulación Grell - Medium Range Forecast del día 1 de setiembre 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.	51
23.	Evolución temporal de los vectores del viento a 10 m tanto los valores observados (azul) como los simulados (rojo) a las a) 3 TSL, b) 6 TSL, c) 9 TSL, d) 12 TSL, e) 15 TSL f) 18 TSL y g) 21 TSL. Simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman del día 1 de setiembre 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.	52
24.	Perfil vertical de a) temperatura (línea roja), humedad específica (línea verde) y b) viento zonal. Valores observados (línea continua), simulación Grell - Medium Range Forecast (línea discontinua) y simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman (línea continua +) para el día 1 de setiembre de 2004.	53
A.1.	Porcentajes de precipitación (barra azul) y días con precipitación (barra celeste) entre las 14 y 17 TSL para cada estación, durante todo el periodo analizado.	60

Índice de Tablas

1.	Lista de estaciones de acuerdo con la Figura 3. Tipo de instrumental, CS: Campbell Scientific, D: Davis.	21
2.	Porcentaje (%) de datos faltantes para cada variable de las estaciones de la Tabla 1.	22
A.1.	Horas en las que se presenta el periodo lluvioso típico en cada una de las estaciones del perfil estudiado.	59

Abreviaturas

AIJS Aeropuerto Internacional Juan Santamaría

CENAT Centro Nacional de Alta Tecnología

CIGEFI Centro de Investigaciones Geofísicas

CLLJ Corriente en chorro de bajo nivel del Caribe (Caribbean Low-Level Jet, por sus siglas en inglés)

CS Campbell Scientific

D Davis

E Evaporación

ENOS El Niño Oscilación del Sur

ERA-Interim European Reanalysis

ET Evapotranspiración

ET_o Evapotranspiración potencial de referencia

Gr Grell

GrMRF Grell - Medium Range Forecast

GS Gayno Seaman

IMN Instituto Meteorológico Nacional

INEC Instituto Nacional de Estadística y Censos

KF Kain Fritsch

KFGS Kain Fritsch - Gayno Seaman

MCG Modelo de Circulación General

MINAE Ministerio de ambiente y energía

MM5 Mesoscale Model 5th Generation

MRF Medium Range Forecast

NAME North American Monsoon Experiment

NASA National Aeronautics and Space Administration

NCAR National Center for Atmospheric Research

NCEP National Center for Environmental Prediction

ND No disponible

ODP Oscilación Decenal del Pacífico

P Precipitación

PBL Capa límite atmosférica (Planetary Boundar Layer, por sus siglas en inglés)

PSU Pennsylvania State University

q Humedad específica

T Temperatura

TSL Tiempo Solar Local

TSM Temperatura Superficial del Mar

UCR Universidad de Costa Rica

UNA Universidad Nacional de Costa Rica

UTC Tiempo Universal Coordinado

WRF Weather Research and Forecasting

ZCIT Zona de Convergencia Intertropical

Resumen

El tema central de esta investigación es el estudio de la brisa de mar en el Pacífico Central de Costa Rica. Se analiza la estructura media y la evolución espacio temporal de la brisa marina en esta región del país durante el periodo del 1 de julio al 16 de setiembre del 2004. Se estudian los mecanismos asociados al transporte de humedad desde la costa hasta las montañas que rodean el Valle Central con altitudes cercanas a los 1000 m. Se identifican las características del ciclo diurno medio y sus correspondientes anomalías para variables atmosféricas vinculadas a este fenómeno de mesoescala: precipitación, humedad específica, viento y temperatura. Para ello, se utiliza un perfil de observaciones en superficie recopiladas en diez estaciones meteorológicas automáticas, que fueron ubicadas a lo largo de la cuenca del río Grande de Tárcoles en el marco de un proyecto conjunto entre el Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI) y el Instituto Meteorológico Nacional (IMN) en 2004. Como complemento, se usan los datos de radiosondeos del proyecto Ticosonde-NAME (verano boreal de 2004), con el fin de caracterizar la estructura vertical y variabilidad temporal de la atmósfera sobre América Central. Adicionalmente, se describen los sistemas meteorológicos sinópticos más notables del periodo (como la corriente en chorro de bajo nivel del Caribe, CLLJ, por sus siglas en inglés), así como también otros mecanismos que influyen en la región en estudio. Además, con el objetivo de evaluar la capacidad del modelo de predicción numérica regional MM5v3, para simular algunas de estas características sobre la región de trabajo, se seleccionaron dos casos de estudio utilizando condiciones iniciales y de frontera provenientes del reanálisis ERA-Interim. Los resultados asociados al perfil de observaciones mostraron que las lluvias ocurren predominantemente durante la tarde y primeras horas de la noche, lo cual está relacionado con el calentamiento diurno que genera abundante convección a lo largo de la cuenca del río Grande de Tárcoles. Mientras que las salidas del modelo numérico permitieron identificar flujo del noreste sobre

las estaciones estudiadas durante tempranas horas del día y un giro en la dirección del oeste hacia el mediodía. Esto representa una brisa marina bien desarrollada, con una zona de convergencia definida hacia el interior a poco más de la mitad de la pendiente topográfica, que da paso luego a la brisa de tierra en horas de la noche. En los casos estudiados no hay evidencia de que la brisa del Pacífico penetre hasta el interior del Valle Central.

Capítulo 1

Descripción del problema

1.1. Introducción

Dada su topografía y posición geográfica en la zona tropical, en Costa Rica se pueden identificar diferentes tipos de clima, los cuales se encuentran influenciados por sistemas en varias escalas de movimiento espacio-temporales (Amador 1998, 2008; Amador et al. 2016a, b). Entre ellos se destaca la brisa de mar, uno de los sistemas científicamente más interesantes de escala local y mesoescala, como respuesta a procesos radiativos que generan un calor diferencial entre el mar y la tierra. Casi todo el año, la brisa marina forma parte del ciclo diurno de la precipitación en zonas costeras, de ahí su importancia local y sinóptica. Comprender la influencia de estas circulaciones es muy útil en la predicción meteorológica, la climatología, el desarrollo de tormentas eléctricas, la productividad agrícola, los procesos marinos, la industria costera y los intereses económicos de una región. En Cuba, por ejemplo, estudios mostraron que las regiones costeras presentan condiciones favorables para el aprovechamiento y explotación de la energía eólica (Carrasco-Díaz et al. 2011). Investigadores alrededor del mundo coinciden en que conocer la dinámica y características de la brisa de mar contribuye a la planificación turística de las actividades desarrolladas por el ser humano, puede mejorar o empeorar la calidad

del aire al ser un mecanismo de transporte de contaminantes y brinda información para la seguridad en la navegación y prevención de incendios forestales (Simpson 1994). Sin embargo, la extensión e intensidad de estos vientos locales varía considerablemente desde las regiones polares hasta el ecuador, pues está relacionada con la interacción de vientos en escala sinóptica (Muppa et al. 2012), la latitud, la topografía, la estabilidad atmosférica y la nubosidad, entre otros, por lo que se hace necesario mejorar el conocimiento sobre el tema en regiones tropicales.

El presente trabajo consiste en un estudio de la brisa de mar en el Pacífico Central de Costa Rica y se distribuye en 5 capítulos. En el capítulo 1, la Introducción, se presenta la justificación del problema planteado, los antecedentes y los objetivos por los cuales se desarrolla la investigación. En el capítulo 2 sobre el Marco teórico, se describen generalidades con respecto a las circulaciones de mesoescala, los sistemas meteorológicos sinópticos más notables del periodo de estudio y los procesos físicos presentes en el área y que influyen en la generación de vientos fuertes, nubes y precipitación. Se discuten, además, algunas características importantes de los modelos de escala regional con los que se puede representar y estudiar este proceso.

El desarrollo de la investigación fue posible gracias a los datos recopilados en dos campañas especiales de observación desarrolladas en Costa Rica durante el año 2004. Una de ellas es la campaña Ticosonde-NAME y la otra corresponde a un proyecto local dirigido por el Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI) de la Universidad de Costa Rica (UCR) en conjunto con el Instituto Meteorológico Nacional (IMN), que fue desarrollado a lo largo de la cuenca del río Grande de Tárcoles. Estas dos experiencias se describen ampliamente en el capítulo 3. En este capítulo se encuentran, los metadatos e información sobre los parámetros atmosféricos analizados como el viento y la precipitación, mediante radiosondeos y observaciones en superficie. Se describen los procedimientos empleados para el estudio de las diferentes variables meteorológicas, además del tratamiento para aquellos parámetros que no fueron tomados de manera observacional directa

como la humedad específica. Se detallan también las características del modelo numérico utilizado y la configuración seleccionada. Los resultados de este trabajo y la discusión de los mismos se ofrecen en el capítulo 4. El capítulo 5 contiene las conclusiones, alcances y recomendaciones de la investigación.

1.2. Justificación

En América Central, los grandes intereses socioeconómicos, como la agricultura, el riego, la generación de energía hidroeléctrica (abastecimiento de agua potable), así como la prevención de inundaciones e incendios forestales, están vinculados con las características del régimen de precipitación en la región (Magaña et al. 1999; Alfaro 2002). Particularmente, en Costa Rica, la región comprendida a lo largo de la cuenca del río Grande de Tárcoles es muy importante para el país, ya que en ella se concentra la mayor parte de la población (un estimado de más de dos millones trescientas mil personas; INEC 2012). El Aeropuerto Internacional Juan Santamaría (AIJS) está localizado en el extremo este de la cuenca (al oeste del Valle Central) y gran parte de las industrias se desarrollan en esta zona (80%), incluyendo industrias de alta tecnología, de bebidas, químicas y agroindustriales. En esta cuenca se procesa más del 50% de la producción de café, se da la mayor prestación de servicios del país y se desarrolla una importante actividad comercial, agrícola y pecuaria (Astorga 2008). Además, cinco represas para producción eléctrica se ubican en esta región, donde se da cerca del 50% del volumen aprovechado de agua. Por ello resulta importante identificar los días con brisa marina, estudiar su interacción con la orografía y vientos sinópicos y así comprender su influencia en el transporte de humedad en la mencionada cuenca y su relación con la distribución de precipitación. La poca información que se posee de perfiles observacionales en el área descrita es un problema que requiere atención y deben usarse los datos disponibles, por escasos que estos sean.

1.3. Antecedentes

1.3.1. Estudios Observacionales

1.3.1.1. Circulaciones de brisa marina y su efecto cerca de la costa

La importancia climática de los vientos locales en los litorales ha sido documentada en diferentes partes del mundo. Por ejemplo, Geyer (1997) analizó la influencia de la brisa marina en la salinidad a lo largo de la desembocadura del río Childs (Cabo Cod, península en el extremo oriental del estado de Massachusetts, noreste de Estados Unidos). En este trabajo, se observó que la salinidad cerca de la superficie varió en fase con las fuertes fluctuaciones de la brisa marina producto de la advección de la pluma superficial. Variaciones en la salinidad influyen principalmente en la distribución de especies marinas. Kaplan et al. (2003) describieron grandes cambios diarios en la temperatura superficial de las aguas costeras del norte y centro de Chile y demostraron que en ciertos lugares estos cambios pueden manifestarse profundamente (10-15 m) en la columna de agua durante el transcurso de un solo día. Este fenómeno lo atribuyen a la presencia de una brisa marina relativamente moderada que puede mover la capa superficial mixta de agua cálida generada por la radiación solar, situación que puede tener efectos sobre la biología y ecología costera. Woodson et al. (2007) presentaron la importancia de la brisa marina como mecanismo de transporte local y su relación con la surgencia diurna, que puede tener un impacto significativo en la biota e influenciar la dinámica de la población al norte de la bahía de Monterey, California.

Con base en observaciones de nubes, se han desarrollado investigaciones para analizar las brisas marinas. Azorin-Molina et al. (2009), confirmaron el impacto de las brisas marinas en la formación de nubes al sureste de la Península Ibérica. Los autores documentaron que las brisas de mar aumentan la frecuencia de nubes bajas y convectivas en la capa límite interna y favorecen la formación de nubes de tormenta en la zona

de convergencia. Se menciona además en ese trabajo, que el desarrollo de nubosidad, asociado con circulaciones locales, puede tener una influencia sobre la fotoquímica que impulsa la generación del ozono, afectando la calidad del aire. En la costa Occidental de la Península de Yucatán, un grupo de investigadores (Cahuich et al. 2016) mostraron la marcada contribución de los vientos locales en el transporte de contaminantes de vida corta, lo que genera impacto sobre la calidad del aire de la región próxima a la costa. Regionalmente, en los últimos años se han encontrado pocos estudios sobre este elemento tan importante en la dinámica atmosférica. Garreaud y Wallace (1997), utilizando datos infrarrojos de satélites geoestacionarios, documentaron que los patrones de nubosidad sobre América Central durante la estación lluviosa, parecen estar fuertemente influenciados por los detalles de la topografía y la geometría de las costas. Peña y Douglas (2002), por su parte, sugirieron que las brisas tierra-mar y valle-montaña son muy importantes para explicar la distribución detallada de la nubosidad en esta región. Smith et al. (2005) encontraron que la incidencia de rayos a lo largo de la costa norte del Golfo de México durante la estación seca depende en gran medida de las características geográficas y de las circulaciones de mesoescala local. Westerberg et al. (2010) en su investigación sobre la precipitación en una cuenca montañosa en Honduras, concluyen que la brisa marina es un factor importante en la parte sur de la cuenca, donde se registraron grandes cantidades de lluvia en el área cercana a la costa. Los efectos mesoescalares mayores se presentaron cuando las influencias atmosféricas provinieron predominantemente del Océano Pacífico en los meses de mayo-junio y septiembre-octubre. En Costa Rica, Zárate (1981) explicó la presencia de lluvias en las noches y madrugadas a lo largo de la zona costera caribeña, debido al campo de convergencia que produce la circulación de brisas de tierra con los vientos alisios.

Por otra parte, en algunas ocasiones, la brisa de mar es la responsable de la corrosión en los metales y equipos ubicados cerca de la costa, ya que contiene sal marina. En la costa Caribe costarricense, en el año 2011, Vargas et al. (2011) documentaron que la estación

de pre-acondicionamiento correspondiente al sistema de alcantarillado sanitario de la ciudad de Limón, se encontraba totalmente corroída debido a la exposición a la brisa marina. Por estas razones, el estudio del ciclo diurno de la precipitación y el viento y su relación con las brisas es fundamental para comprender su efecto e influencia sobre el clima y las actividades sociales en las zonas marítimas cercanas.

1.3.1.2. Interacción de la brisa de mar con el flujo sinóptico

Muchos estudios de brisas marinas se basan en observaciones de vientos. Este fenómeno de circulación local es de mucho interés, debido a que proporciona información sobre variables meteorológicas como la temperatura, humedad y precipitación, al penetrar tierra adentro e interactuar con los vientos sinópticos (por ejemplo, los alisios), lo que da paso a la formación de un frente de brisa a lo largo del cual se produce nubosidad y precipitaciones. Si los vientos alisios están en la misma dirección de la brisa, el frente de brisa puede tener una penetración profunda tierra adentro, pero si se encuentran en dirección contraria, esta penetración se restringe a 1-2 km de la costa o incluso pueden impedir su formación (Atkinson 1981). Cetola (1997) analizó la propagación de la brisa marina hacia el interior del Cabo Cañaveral en Florida y encontró que en el 81 % de los casos con brisa marina investigados, el frente de brisa marina penetró una distancia mayor a 30 km. Además, indica que la penetración hacia el interior se redujo cuando el flujo de gran escala era en dirección tierra a mar. Damato et al. (2003) en su investigación durante el verano boreal de 2000 en el canal de la Mancha, concluyeron que la penetración de la brisa marina hacia Europa occidental varió entre 10 a 50 km a tempranas horas de la tarde en función de la topografía y la situación meteorológica. Azorin-Molina et al. (2011) estudiaron el alcance de las brisas marinas en la bahía Alicante, España y reportaron una distancia de propagación entre 25 km y 175 km, con el intervalo más frecuente de 100-125 km.

En regiones tropicales, Planchon et al. (2006) identificaron que los frentes de la brisa marina al noreste de Brasil a las 18 UTC (Tiempo Universal Coordinado), penetraron más hacia el interior entre septiembre y noviembre; con una distancia máxima de la costa de Ceará de 100 km, debido a las mayores diferencias de temperatura tierra-mar. Dichos autores indican que la distancia de penetración tierra adentro de los frentes de la brisa marina depende de la exposición de la costa a los vientos alisios. Muppa et al. (2012) observaron que el frente de la brisa de mar se propagaba tierra adentro hasta una distancia de 80 km; a lo largo del terreno complejo de la llanura costera oriental de la península del sur de la India, durante los meses de febrero, marzo y abril, debido a la presencia de los vientos tropicales del este. Finalmente, Reddy et al. (2020) documentaron que la temporada más favorable para el desarrollo de brisa marina sobre la costa este de India, corresponde a la temporada previa al monzón. Esto debido a que durante el pre-monzón, el viento sinóptico de fondo es generalmente débil.

En nuestro país, las características, estructura y penetración tierra adentro de las brisas marinas han sido poco estudiadas (Zárate 1978; Grandoso et al. 1982). Un estudio realizado por Sáenz y Amador (2016) en las zonas bajas de la vertiente Caribe, propuso que la convergencia de la brisa de tierra con los vientos alisios, puede generar la propagación de un frente de brisa del interior hacia el mar. Estos autores sugieren que dicha convergencia podría estar influenciada por la concavidad de la costa.

Como se indicó en párrafos anteriores, otro importante modulador de la propagación de la brisa tierra adentro es la topografía. En el caso de este estudio, la topografía es sumamente compleja y presenta una fuerte pendiente desde el océano Pacífico hasta el Valle Central.

1.3.2. Estudios numéricos

Dada la importancia de la brisa marina no solo en las ciencias atmosféricas, la comunidad científica se ha preocupado por estudiar y simular estas circulaciones locales, procurando

realizar pronósticos precisos mediante herramientas como los modelos numéricos (Srivivas et al 2006; Papanastasiou et al. 2010; Sing et al. 2011; Phan y Manomaiphiboon 2012; Steele et al. 2013). En regiones tropicales, se ha utilizado el Modelo de Mesoescala de quinta generación (MM5) para estudiar flujos de viento. Rakesh et al. (2009) realizaron una comparación entre los datos observados y los resultados del modelo MM5 sobre la región de la India y concluyeron que el modelo tiende a fortalecer la velocidad el viento en superficie. Pushpadas et al. (2010), determinaron que el modelo es capaz de simular las circulaciones atmosféricas en zonas costeras, pero se necesitan más análisis para comprender su influencia sobre terrenos complejos. Algunas investigaciones llevadas a cabo en la región como la de Misra et al. (2011), quienes hicieron simulaciones con reducción de escala para estudiar las variaciones de la brisa marina en el noroeste de Florida, mostraron que éstas se relacionan con cambios en el tamaño de la piscina de agua cálida del Atlántico en escalas de tiempo interanuales. Warner et al. (2003) realizaron simulaciones con el MM5 para estudiar patrones relacionados con el movimiento de sistemas convectivos de mesoescala, la convección y la precipitación en el litoral del Golfo de Panamá y el Pacífico (oeste) de Colombia. En dicho estudio, Warner et al. (2003) encontraron que el modelo logra reproducir de manera exitosa algunos aspectos básicos de la lluvia en el noroeste de Suramérica. Rivera y Amador (2009), Maldonado y Alfaro (2010), Maldonado (2012) y Maldonado et al. (2018) llevaron a cabo experimentos para evaluar el desempeño de modelos mesoescalares de predicción numérica en la simulación del ciclo diurno de la precipitación sobre Centroamérica, logrando captar detalles regionales importantes. Sáenz (2014) evaluó la habilidad del MM5 para simular la precipitación y el viento en la región Caribe de Costa Rica; utilizando condiciones iniciales y de frontera del reanálisis NCEP-NCAR (Kalnay et al. 1996) demostró que en general, el modelo tiende a subestimar la cantidad de precipitación. Detalla que en las estaciones a mayor altitud, sin embargo, el modelo sobreestima la precipitación y los máximos simulados ocurren horas antes que los observados.

1.4. Hipótesis de trabajo

VARIABLES atmosféricas como la temperatura diurna, la humedad, la nubosidad y la precipitación cerca de las zonas costeras están influenciadas por la señal de la brisa marina. Estudios en diferentes regiones alrededor del mundo han planteado la importancia de conocer su influencia, no solo en el clima costero sino también en las zonas adyacentes, ya que al penetrar tierra adentro puede interactuar con los vientos sinópticos y contribuir en la formación de cúmulos convectivos. En Costa Rica, no obstante, las investigaciones relacionadas con las brisas de mar, como su estructura y penetración al interior de la tierra son de carácter limitado (Zárate 1978; Grandoso et al. 1982). Es por esto, que, mediante un análisis exhaustivo observacional y numérico, este trabajo busca verificar o descartar la hipótesis manejada hasta el momento sobre el transporte de humedad desde la vertiente Pacífica hacia el Valle Central; comprender su naturaleza e intentar contestar la pregunta: ¿Existe influencia dinámica de las brisas del Pacífico en el régimen de precipitaciones del Valle Central de Costa Rica? Con ayuda de las observaciones realizadas durante las campañas descritas en la Introducción y el uso de simulaciones con modelos de predicción numérica, se plantea reproducir diferentes aspectos del clima para simular las circulaciones atmosféricas de brisa marina y los patrones de viento mediante el diseño adecuado de experimentos y la documentación científica de referencia desarrollada en este trabajo.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

Contribuir al entendimiento de procesos dinámicos en zonas tropicales mediante el estudio de la estructura y características de la brisa marina en Costa Rica.

1.5.2. Objetivos específicos

1. Comprender el ciclo diurno de la brisa marina mediante el análisis de las variables meteorológicas: precipitación, viento, temperatura y humedad específica, así como los mecanismos físicos actuantes en función de la topografía y sobre las regiones marítimas cercanas durante el periodo julio-setiembre de 2004.
2. Investigar la interacción de la brisa de mar-tierra, tierra-mar y la corriente en chorro de bajo nivel del Caribe y su papel en el desarrollo del veranillo en la costa Pacífica del país durante el periodo antes mencionado.
3. Evaluar el desempeño de modelos de predicción numérica (MM5) en la simulación de los procesos anteriores, usando para ello algunos casos de estudio en el mismo periodo de análisis.

Metas:

- Incorporar en la base de datos SIWÁ del CIGEFI la información recopilada de las estaciones meteorológicas en superficie y de los radiosondeos para el área en estudio.
- Extender al Pacífico Central los estudios realizados hasta el momento, relativos al ciclo diurno y brisas de mar y montaña en otras regiones del país.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Brisas Marinas, circulaciones de mesoescala

Los sistemas mesoescalares se definen en términos de una escala horizontal intermedia entre la escala sinóptica y la microescala, es decir, está en el orden de 10 a 100 km. En los trópicos, el estudio de estos fenómenos es de gran importancia debido a la convección asociada a ellos. En niveles bajos de la atmósfera tropical se desarrollan sistemas de viento de mesoescala que interactúan con el sistema de vientos alisios; entre ellos se puede mencionar la brisa marina, uno de los objetivos de estudio de este trabajo. La brisa marina tiene una variación diurna significativa producida por el diferencial térmico entre la superficie del mar y la tierra. Este diferencial térmico se debe a que la tierra tiene menor capacidad calorífica que el agua, lo que significa que la radiación solar eleva más la temperatura de la tierra que la del mar. Esta estructura de forzamiento térmico aumenta en magnitud conforme se alcanza el máximo calentamiento solar y tiene su fundamento teórico en el teorema de la circulación (Holton 2004). Durante el día, la temperatura media en la superficie de la tierra es mayor que la temperatura media a nivel de superficie sobre el mar. Como resultado de este calentamiento diferencial, el aire sobre la superficie de la tierra es menos denso y tiende a elevarse por convección (lo que

implica una reducción local de presión), creándose un gradiente horizontal de presión en dirección mar-tierra. El aire marítimo más frío (más denso y pesado) se mueve hacia tierra en dirección al área de aire ascendente para ocupar el lugar dejado por el aire caliente, cerrando así la celda convectiva (Figura 1). La brisa marina se mueve tierra adentro a lo largo de ese gradiente de presión y en sentido perpendicular al litoral. Cuando estas brisas convergen con los vientos alisios se presenta un frente de brisa, asociado a cambios bruscos de temperatura, humedad y viento, a lo largo del cual se produce nubosidad y precipitaciones (Zárate 1978).

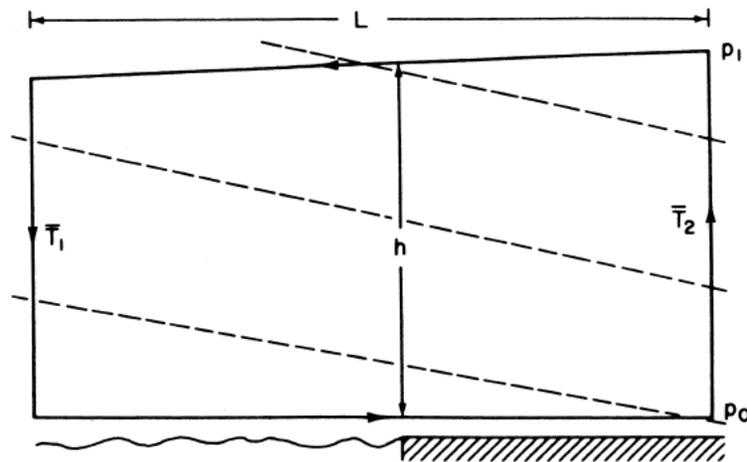


Figura 1: Aplicación del teorema de la circulación al caso de la brisa marina. Tomado de Holton (2004). Las flechas indican el sentido de la circulación. T_1 y T_2 corresponden a la temperatura media a través de las columnas verticales sobre la superficie del mar y la tierra. P_0 y P_1 son presión en superficie y en altura respectivamente. L y h corresponden a la extensión horizontal y vertical de la celda de circulación. Las líneas punteadas indican superficies de densidad constante. Copyright © Academic Press 2004.

2.2. Escala planetaria

Durante el período comprendido entre julio y setiembre, Costa Rica se ve afectada directamente por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), fenómeno de escala planetaria que forma parte del sistema de circulación general atmosférico. En esta zona

convergen los vientos alisios de los dos hemisferios, favoreciendo la formación de nubosidad y precipitaciones sobre el país. El régimen de vientos alisios es dominante en las regiones tropicales y en la región de América Central tiene una componente del noreste, con magnitudes máximas en el invierno y el verano boreal. Una característica importante de los alisios es la corriente en chorro de bajo nivel del Caribe (CLLJ por sus siglas en inglés, Amador 1998, 2008), la cual es un fuerte flujo sobre el Mar Caribe con máxima intensidad en el nivel de 925 hPa. Esta corriente es de gran importancia porque transporta humedad hacia el continente y su intensidad está asociada en forma directa con el régimen de lluvias de la región y el desplazamiento de la ZCIT (Durán-Quesada et al. 2010; Hidalgo et al. 2015). El estudio realizado por Amador (1998) mostró que el CLLJ presenta uno de sus máximos en el mes de julio, al que se le atribuye la disminución relativa de la precipitación en la vertiente del Pacífico y que se extiende hasta el mes de agosto. Estudios posteriores indican que este flujo tiene máximos del orden de $13\text{-}14\text{ m s}^{-1}$ en julio y febrero (Amador et al. 2003), aunque su rapidez está asociada con frecuencia a las fases de El Niño Oscilación del Sur (ENOS, Amador et al. 2006; Amador 2008; Amador et al. 2010). La Figura 2 muestra la presencia de esta corriente en el mes de julio de 2004 (mes que forma parte del periodo de análisis).

El ENOS por su parte, es un modo de baja frecuencia que también modula el clima en nuestro país (Alfaro 2002). Durante su fase cálida (El Niño), se modifica el régimen de precipitaciones de la vertiente del Pacífico, se incrementa la temperatura superficial (Alfaro y Amador 1996, 1997), se producen pérdidas de cultivos y se ve afectada la generación de energía hidroeléctrica (Fernández y Ramírez 1991). Amador y Alfaro (1996) y Amador et al. (2003) identificaron un gradiente de presión Caribe-Pacífico mayor a lo normal, que ocasionaba la aceleración de los alisios a través del país durante El Niño. Años después, Amador (2008) extendió este concepto para señalar que en la fase cálida del ENOS, durante el mes de julio, los vientos asociados al CLLJ (Amador 1998, 2008) eran más fuertes de lo normal, por lo que el desplazamiento de la ZCIT

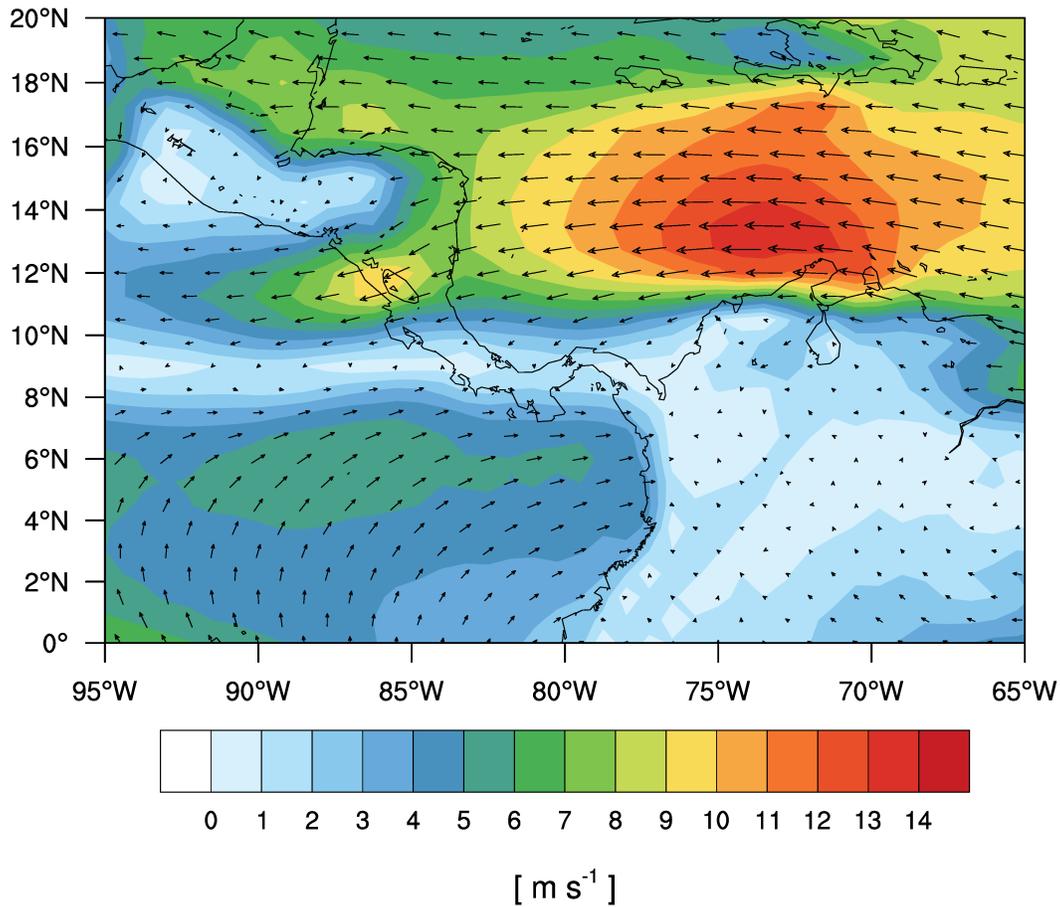


Figura 2: Magnitud (colores) y dirección (vectores) del viento a 925 hPa para el mes de julio 2004, utilizando datos de Era-Interim (Dee et al. 2011).

hacia el sur era más severo. Esta condición se manifiesta en anomalías negativas de precipitaciones sobre la vertiente Pacífica de América Central. La dependencia de la precipitación sobre América Central está además asociada, a las fases de la oscilación decenal del Pacífico (ODP) y su interacción con las fases del ENOS, como lo reportan Mantua y Hare (2002), Fallas y Alfaro (2012) y Maldonado et al. (2013). Sin embargo, para un periodo tan corto como el usado en este trabajo (78 días), es difícil determinar la influencia de estos patrones en el estudio en general. Durante los meses en estudio en esta investigación se observó una PDO cálida junto a una fase cálida del ENOS (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>).

2.3. Generalidades del clima histórico del periodo de estudio

Gracias al sistema montañoso, el país se encuentra dividido en dos vertientes: Pacífica y Caribe. En cuanto a precipitación se refiere, las dos vertientes están caracterizadas por una distribución temporal muy diferente de la estación lluviosa. El régimen de precipitación del Pacífico se caracteriza por una estación lluviosa bien definida que se extiende de mayo a octubre-noviembre, donde las lluvias ocurren predominantemente durante la tarde y primeras horas de la noche (Ramírez 1983), con una disminución o cese durante varios días consecutivos en los meses de julio o agosto. El receso en las precipitaciones durante julio-agosto en la vertiente del Pacífico, aunado al aumento de los vientos alisios, es conocido como el veranillo (Ramírez 1983; Magaña et al. 1999). El veranillo es más intenso en la parte central del Pacífico Norte y parte baja del Valle Central (Ramírez 1983) donde se ubican las cuencas de los ríos Tempisque y Grande de Tárcoles, respectivamente. Alfaro (2014) encontró que en la cuenca del Tárcoles los eventos más severos del veranillo son más probables bajo condiciones cálidas de El Niño y que en la mayoría de las fechas, el mínimo de precipitación del evento es en el mes de julio. Para esta misma cuenca, Alfaro (2014) menciona que la disminución en las precipitaciones se observa a partir del 1 de julio y aumenta de nuevo en los primeros 15 días de agosto. No obstante, el inicio y duración de este fenómeno es muy variable año con año (Maldonado et al. 2016).

Con respecto al comportamiento de la rapidez del viento en la vertiente del Pacífico, ésta es mayor durante los meses de época seca. Muñoz et al. (2002a), utilizando varias estaciones meteorológicas ubicadas en las diferentes regiones climáticas del país, afirman que en la mayoría de estas regiones el máximo de magnitud de la velocidad del viento en superficie se presenta al mediodía. Particularmente para las estaciones del Valle Central, durante abril y mayo, se observa una disminución significativa en la magnitud

del viento, lo cual coincide con la época de transición a la estación lluviosa. Además, los autores reportan un aumento en la magnitud de la velocidad del viento entre noviembre y diciembre, que corresponde al periodo de transición a la estación seca en el litoral del Pacífico. Se reportan valores mensuales en la rapidez promedio de entre 5.9 km h^{-1} y 28.7 km h^{-1} para esta región del país. En la estación de Puntarenas, los valores oscilan entre 4.5 km h^{-1} y 7.2 km h^{-1} , con dirección predominante del sur (Muñoz et al. 2002b).

2.4. Modelos numéricos

Los modelos de predicción numérica son representaciones de los procesos dinámicos y físicos que se producen en la atmósfera terrestre (Rivera y Amador 2008, 2009). Gracias al modelado numérico, se han realizado estudios importantes en la predicción del tiempo y la descripción de fenómenos meteorológicos. Estos fenómenos atmosféricos tienen diferentes escalas espaciales y temporales, por lo que se han desarrollado distintos tipos de modelos para cada escala en estudio. Por ejemplo, se dispone de modelos de circulación general (MCG), los cuales principalmente simulan el flujo global atmosférico pero que presentan una limitante; generalmente no logran captar efectos locales pues su resolución espacial es del orden de 150-300 km (Maldonado 2012). Por tal motivo se recurre al método de reducción de escala (Rivera y Amador 2009; Amador y Alfaro 2009), mediante el cual se permite extraer información atmosférica de alta resolución a partir de los MCG.

Los modelos emplean las ecuaciones de las leyes físicas (Gill 1992; Grell et al. 1993) que describen el comportamiento dinámico y físico de la atmósfera y son utilizados para realizar predicciones de tiempo y clima. Fundamentalmente, los modelos físicos de predicción resuelven dichas ecuaciones utilizando mallas o rejillas de alta resolución espacial y recurren al proceso de parametrización o representación de procesos físicos relacionados con radiación, microfísica de nubes, convección de cúmulos, entre otros, que no se pueden describir con exactitud teórica en los modelos. A partir de las variables resueltas

con las ecuaciones físicas, la parametrización permite evaluar procesos complejos de una manera eficiente. Para el caso de la brisa marina, fenómeno atmosférico de mesoescala, se necesita un modelo de predicción numérica del tiempo cuya resolución horizontal y vertical sea suficiente para simular este fenómeno y resolver características locales. En la región centroamericana, Rivera y Amador (2009) llevaron a cabo experimentos de reducción de escala dinámica para poder establecer que un modelo regional (como el MM5) puede representar de manera adecuada fenómenos con dimensiones de pocos kilómetros que un MCG no puede capturar.

Capítulo 3

Datos y Método

3.1. Ticosonde - NAME 2004

Durante el verano de 2004 se llevó a cabo un programa intensivo para sondear la atmósfera de América Central. En Costa Rica, este programa de observación meteorológica es conocido como Ticosonde-NAME y es resultado de la colaboración entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration), el Experimento del Monzón en América del Norte (NAME, por sus siglas en inglés, Higgins et al. 2006), el IMN e instituciones académicas y científicas de nuestro país, entre ellas la UCR (Escuela de Física y el CI-GEFI). En el marco de este proyecto, se dispone de información de sondeos del 16 de junio al 8 de setiembre de 2004. Se realizaron cuatro radiosondeos diarios, a las 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC y 18 UTC. Inicialmente se planearon un total de 340 lanzamientos; sin embargo, en algunas ocasiones se registraron problemas con la fuente de poder del equipo o con la red telefónica, por lo que se reportaron finalmente 272 radiosondeos. De este rango de fechas, se analizó la información disponible entre el 1 de julio al 8 de setiembre 2004 (los datos faltantes de este periodo corresponden al 16.4%). Los datos utilizados se obtuvieron de la página de internet de la NASA, dedicada al experimento Ticosonde-NAME (<http://bocachica.arc.nasa.gov/TICOSONDE/Ticosonde-NAME.html>).

Con esta información se calcularon los promedios diarios de cada mes para las variables temperatura, humedad específica y viento zonal en los niveles de presión de 910, 850, 700, 500, 400 y 300 hPa. Una vez obtenidos los datos diarios, se realizó el cálculo de las anomalías diarias con respecto a esos promedios. El ciclo diario de la temperatura, humedad y viento zonal también fueron determinados utilizando estos radiosondeos, para estudiar el comportamiento de la atmósfera desde el punto de vista termodinámico. El lanzamiento de los globos se realizó en el AIJS (estación 78762, según código asignado por la Organización Meteorológica Mundial) y su principal objetivo era comprender las variaciones atmosféricas durante la época lluviosa entre junio y setiembre.

Durante los meses de julio y agosto, los sondeos fueron realizados con una radiosonda modelo Vaisala RS90-AG; en el resto del periodo se utilizó el modelo Vaisala RS80-15G. Ambos sensores tienen el mismo principio de funcionamiento en su receptor GPS; sin embargo, los sensores RS90 han demostrado ser mejores que los RS80 (Währn 2001). Por ejemplo, los sensores de temperatura y humedad tienen mejor precisión general y corto tiempo de respuesta y la sonda tiene una construcción más firme y sólida.

3.2. Observaciones en Superficie

Paralelo al proyecto Ticosonde-NAME, el CIGEFI-UCR en colaboración con el IMN llevó a cabo un proyecto complementario que consistió en la instalación de nueve estaciones meteorológicas automáticas en superficie (ver Figura 3 para la distribución geográfica de las estaciones), que permitieron establecer un perfil de observaciones desde la costa en el Pacífico central hasta el Valle Central en Costa Rica; a estas nueve estaciones se le suma una décima, ubicada en el AIJS en Alajuela y que pertenece a la red de estaciones del IMN.

Los datos recolectados durante el proyecto CIGEFI-IMN, permitieron construir un perfil de estaciones con una cantidad significativa de datos tanto en espacio como en tiempo, lo que facilita estudiar la brisa marina mediante el análisis del ciclo diario de diferentes

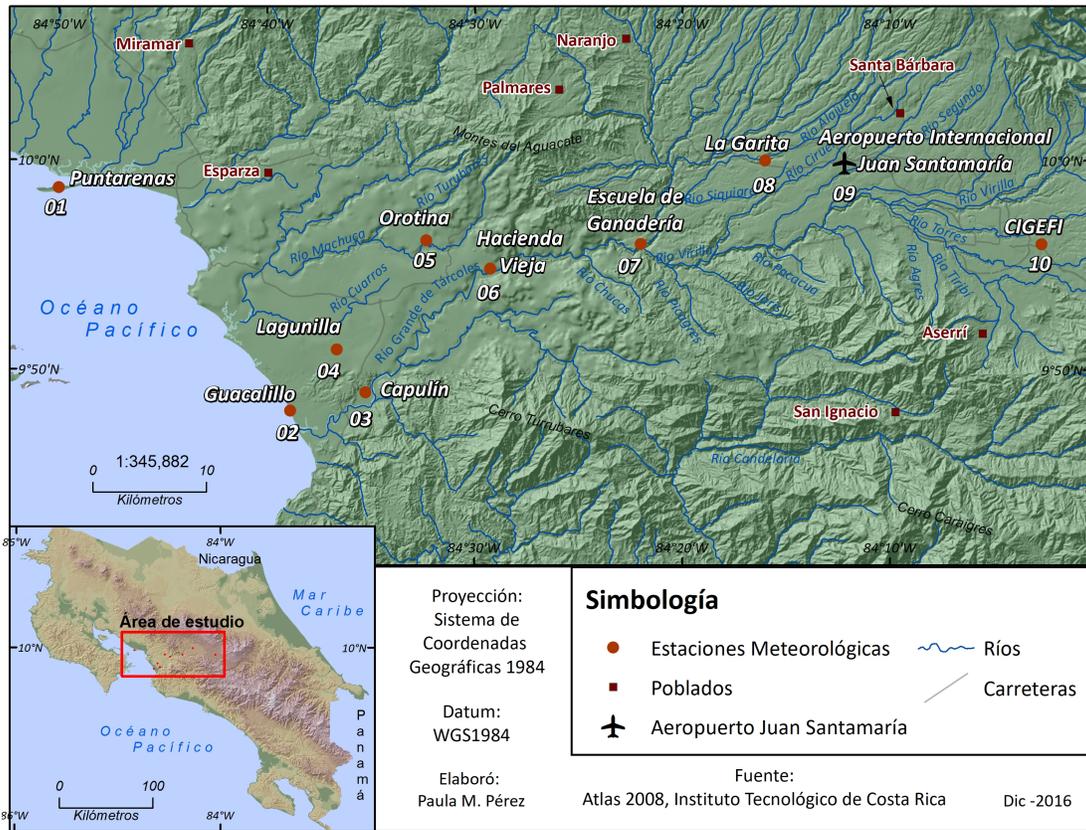


Figura 3: Distribución espacial de estaciones durante el experimento Ticosonde-NAME 2004.

variables meteorológicas como la precipitación y el viento. La información referente a las estaciones meteorológicas automáticas utilizadas para la toma de los datos, así como su distribución con la altitud se muestra en la Tabla 1.

El faltante de datos en algunas estaciones originado por errores en la instalación o problemas de transporte, obligó a identificar un período de tiempo común con la mayor cantidad de información posible para las diez estaciones. Este periodo inicia el 1 de julio y finaliza el 16 de setiembre del 2004 (78 días). Los datos disponibles son series de tiempo con resolución temporal de cinco minutos (excepto para la estación del AIJS que cuenta con datos horarios), para un total de 22464 observaciones. La Tabla 2 muestra el porcentaje de datos faltantes para cada serie.

#	Nombre de la Estación	Latitud	Longitud	Altitud(m)	Tipo
1	Puntarenas	9.93	-84.76	3	CS
2	Guacalillo	9.80	-84.64	24	D
3	Capulín	9.81	-84.58	70	D
4	Lagunilla	9.84	-84.61	172	CS
5	Orotina	9.93	-84.53	185	CS
6	Hacienda Vieja	9.91	-84.48	280	CS
7	Escuela Ganadería	9.93	-84.36	450	CS
8	La Garita	10	-84.26	760	CS
9	AIJS	9.99	-84.2	921	CS
10	CIGEFI	9.93	-84.04	1249	CS

Tabla 1: Lista de estaciones de acuerdo con la Figura 3. Tipo de instrumental, CS: Campbell Scientific, D: Davis.

En este estudio se usó una resolución horaria para optimizar la información disponible. Las variables meteorológicas a estudiar son: precipitación (P), temperatura (T), humedad específica (q) y viento, cuyas variaciones espacio-temporales pueden aportar información sobre la influencia y evolución de la brisa de mar. Para el tratamiento de estos parámetros meteorológicos en cada uno de los sitios de observación, se obtuvo el ciclo diurno medio y sus correspondientes anomalías. La distribución de la lluvia se presenta también, mediante péntadas acumuladas (periodos de 5 días). Además, utilizando datos horarios se determinó la contribución del porcentaje (%) de días con P para cada hora (P_h) mediante la relación (3.1):

$$\% \text{ días con } P_h = \frac{\# \text{ días con } P_h}{\# \text{ total de días con } P} \times 100, \quad (3.1)$$

así como el porcentaje de P acumulada horaria (P_{ah}) a partir del ciclo diurno de la lluvia mediante la expresión (3.2):

$$\% P_{ah} = \frac{P_{ah}}{P_{\text{total acumulada}}} \times 100 \quad (3.2)$$

#	Nombre de la Estación	Lluvia	Viento	Temperatura	Presión	Humedad
1	Puntarenas	21.3	21.3	21.3	21.3	21.3
2	Guacalillo	17.7	17.7	17.7	17.7	17.7
3	Capulín	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8
4	Lagunilla	11.7	11.7	11.7	11.7	11.7
5	Orotina	5.8	5.8	5.8	ND	5.8
6	Hacienda Vieja	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8
7	Escuela Ganadería	0	0	0	ND	0
8	La Garita	2.9	2.9	2.9	ND	2.9
9	AIJS	0	0	0	0	0
10	CIGEFI	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5

Tabla 2: Porcentaje (%) de datos faltantes para cada variable de las estaciones de la Tabla 1.

A partir de datos básicos se realizaron estimaciones diarias de la evapotranspiración potencial de referencia (E_{To}) en seis de las estaciones: Puntarenas, Guacalillo, Capulín, Lagunilla, Hacienda Vieja y CIGEFI. Para ello se utilizó el método de Priestley-Taylor, así como el método de Penman-Monteith. La estimación de esta variable permitió describir el flujo neto de agua entre la atmósfera y la superficie de la tierra ($E_{To} - P$), donde el término $E_{To} - P$ está relacionado con la convergencia horizontal del flujo de humedad $[\nabla \cdot (qV)]$.

3.2.1. Humedad específica

Los datos de las variables estudiadas se miden en forma directa con los sensores instalados en las estaciones meteorológicas. Para el caso de la humedad, los instrumentos reportan valores de humedad relativa, pero para este estudio se trabajó con la humedad específica, debido a que mide directamente la masa de vapor de agua relativa a la masa total de aire húmedo en la parcela. Dado que no se reportan valores de q de manera directa, se estimó esta cantidad mediante expresiones matemáticas que dependen de la T , humedad relativa y la presión, según el método expuesto por Gill (1982). No obstante, en las estaciones de La Garita, Orotina y Escuela de Ganadería no se reportaron valores

de presión (ver Tabla 2), por lo que no se calculó el valor de la humedad específica.

3.2.2. Evapotranspiración

La evaporación (E) ocurre cuando el agua se convierte en vapor de agua (Shuttleworth 2012) y la evapotranspiración (ET) se define como el proceso combinado de E y transpiración de las plantas. Su intensidad depende de elementos meteorológicos, como la T, la radiación solar, el viento y la humedad del aire, entre otros. La ET juega un papel importante en el clima terrestre al ser la principal componente del ciclo hidrológico. Como se mencionó anteriormente, su medición permite describir el balance de convergencia del flujo de humedad y determinar fuentes de humedad en la región. Sin embargo, la medida de la ET en un lugar dado requiere de la determinación precisa de varios parámetros físicos, así como de las características específicas de la vegetación, el cultivo y del terreno que no suelen estar disponibles en muchas estaciones meteorológicas, lo que representa una limitante para su estimación en muchos lugares. Por esta razón, en este trabajo se estima la ETo, la cual representa la cantidad de ET que habría en un lugar que cumple unas características específicas en las condiciones meteorológicas actuales, independientemente del tipo de cultivo (Allen et al. 1998). Se utilizan dos modelos empíricos para el cálculo de ETo. Uno es el modelo de Priestley-Taylor (Shuttleworth 2012), que tiene como ventaja la poca exigencia de variables meteorológicas para su estimación, ya que relaciona la ET únicamente con la radiación. El segundo es el método de Penman-Monteith (Shuttleworth 2012), el cual requiere de cinco parámetros meteorológicos para estimar la ETo, que son, temperatura del aire, humedad relativa, presión, viento y radiación neta. Este método ha sido estudiado en Costa Rica por Ramírez (1976) y ha dado buenos resultados para los parámetros climáticos de nuestro país. Recientemente, Pérez et al. (2017), estimaron la ET en la vertiente del Caribe costarricense mediante los métodos de Thornthwaite (1948) y Hargreaves (1981) y, a partir del análisis de los resultados, recomiendan utilizar el modelo de Hargreaves para esta zona.

3.3. Otras observaciones

Para estudiar las condiciones sinópticas medias del periodo de interés, se utilizaron datos mensuales calculados a partir de los datos diarios del reanálisis ERA-Interim (European Reanalysis, por sus siglas en inglés; Dee et al. 2011). Se analiza principalmente, para los efectos de este trabajo, el viento en el nivel de 925 hPa.

3.4. Simulaciones numéricas

Los experimentos numéricos fueron realizados con la quinta generación del modelo de mesoescala MM5v3, desarrollado en Pennsylvania State University (PSU) y el National Center for Atmospheric Research (NCAR). Dentro de sus características destacan la capacidad de anidamiento múltiple, condición no hidrostática y la incorporación de nuevos y más realistas esquemas de parametrización, en relación con la versión anterior del modelo. Información y descripción general del MM5 es presentada en Grell et al. (1994) y en Silva (2000). Las condiciones iniciales y de contorno fueron obtenidas a partir de datos del reanálisis ERA-Interim, con una resolución espacial de aproximadamente 75 km y una resolución temporal de 6 horas. A pesar de que se conocen otros modelos de uso más reciente, como el modelo de Investigación y Pronóstico del Tiempo (WRF, por sus siglas en inglés), las diferencias entre los resultados del MM5 y el WRF no están del todo claras o son muy pocas para muchos escenarios de simulaciones numéricas realizadas hasta ahora (Liu y Warner 2005; Zielonka et al. 2008; Deng et al. 2008; Wilmot et al. 2014).

3.4.1. Diseño experimental

Considerando la importancia de la interacción de la brisa de mar con el flujo sinóptico expuesta en párrafos anteriores, dos simulaciones se han desarrollado sobre la región de estudio. La primera, para evaluar la capacidad del modelo para simular las circulaciones

atmosféricas de brisa marina y patrones de viento bajo la influencia del flujo sinóptico fuerte y la segunda bajo condiciones débiles del flujo sinóptico. Los días seleccionados para ambos casos de estudio fueron elegidos utilizando el área del CLLJ y el método propuesto por Amador (2008). Bajo este esquema se selecciona un periodo de 72 horas de simulación a partir de las 06 UTC del día 9 de julio hasta las 06 UTC del 12 de julio de 2004. Las mismas horas de inicio y final se usaron para los días comprendidos entre 30 de agosto al 1 de setiembre de 2004 para el segundo caso de estudio. Los resultados se evalúan únicamente para los días 11 de julio (flujo fuerte) y 1 de setiembre (flujo débil). Las primeras 48 horas de cada corrida son consideradas spin-up (tiempo que tarda el modelo en estabilizarse dinámicamente). Es importante mencionar que los patrones de brisa marina varían considerablemente día con día en el mismo lugar.

3.4.2. Configuración del modelo MM5v3

Los experimentos con el modelo se diseñaron con 3 dominios anidados con resoluciones de cuadrícula horizontal de 27 km, 9 km y 3 km, respectivamente (ver Figura 4). El dominio 1 es usado para simular y estudiar fenómenos de escala sinóptica, los dominios anidados para capturar características de los fenómenos en escala local o mesoescala. En la dirección vertical todos los dominios tienen 34 niveles sigma (siguen la forma del terreno) desde la superficie y hasta 50 hPa.

Para cada periodo de 72 horas, se realizan dos experimentos numéricos. Uno de control con parametrizaciones físicas basadas en diferentes estudios llevados a cabo en la región de interés, como el de Rivera y Amador (2009) y Sáenz (2014). El segundo, corresponde a una simulación desarrollada con el fin de examinar la sensibilidad del MM5v3 a diferentes parametrizaciones de capa límite atmosférica (PBL, por sus siglas en inglés) y convección de cúmulos y su influencia en el desarrollo de brisa marina (Phadnis et al. 2003, Srinivas et al. 2006, 2007). Estos parámetros son especialmente importantes para las simulaciones de las propiedades atmosféricas y circulaciones locales (Zhong 2007). La PBL a lo largo

de la costa, por ejemplo, se comporta de manera diferente hacia el interior debido a las variaciones diarias en el gradiente térmico entre el mar y la tierra, lo que puede causar cambios significativos en la circulación local. Una descripción sobre las diferentes opciones físicas que contiene el modelo MM5 se puede encontrar en Dudhia et al. (2005).

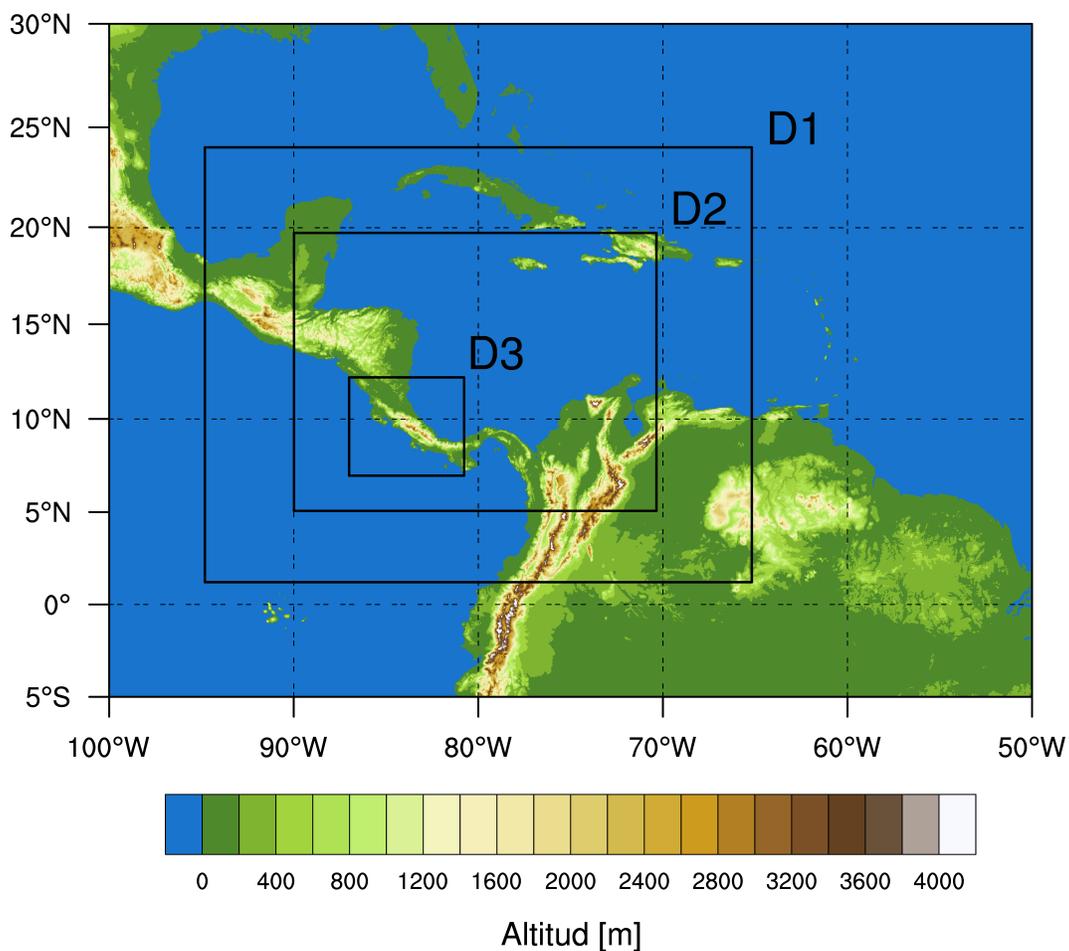


Figura 4: Dominios empleados en el modelo MM5v3 (D1, 27 km; D2, 9 km; D3, 3 km).

3.4.2.1. Simulación Grell - Medium Range Forecast

La configuración empleada en este estudio para el caso de parametrización de cúmulos es el esquema propuesto por Grell (Gr, 1993) en el dominio 1 y ningún esquema en los

dominios 2 y 3 (convección resuelta explícitamente). En todos los dominios se utiliza la del modelo Medium Range Forecast (MRF, Hong y Pan 1996) como parametrización para capa límite y el esquema de hielo simple (Dudhia 1993) para la parametrización de microfísica, además se permite la convección poco profunda en los tres dominios.

3.4.2.2. Simulación Kain Fritsch - Gayno Seaman

En este caso, Kain-Fritsch (KF, Kain y Fritsch 1990) fue utilizado como esquema de cúmulos en el dominio 1 y ningún esquema en los dominios 2 y 3. Gayno-Seaman (GS, Shafran et al. 2000) como parametrización de capa límite y el esquema de hielo simple (Dudhia 1993) como opción de microfísica, así como convección poco profunda en todos los dominios (Deng et al. 2003).

3.4.3. Evaluación de las simulaciones con el modelo MM5v3

Siempre es recomendable validar las salidas del modelo regional, ya sea con datos observacionales de estaciones en superficie o radiosondeos. Esto permite considerar satisfactorios o no los resultados bajo criterios especificados anteriormente. En este trabajo las simulaciones realizadas son evaluadas frente a observaciones de las 10 estaciones en superficie disponibles. Utilizando los puntos de rejilla más cercanos a las estaciones, se calcula, por ejemplo, el vector del viento con resolución horaria al nivel de los 10 m para determinar si se simula correctamente la dirección de este campo de velocidades. Además, se comparan los resultados del modelo con el registro de datos de sondeos de la estación ubicada en el AIJS para estudiar el perfil vertical de la T, q y viento zonal.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Observaciones en superficie

4.1.1. Precipitación total horaria

La precipitación total horaria, durante el periodo en estudio, en cada una de las 10 estaciones analizadas se muestra en la Figura 5. Los máximos se observan entre las 14 y 18 horas en tiempo solar local (TSL), presentando un aumento en su intensidad con la altitud. Por ejemplo, para la estación de Guacalillo (Figura 5.2), que se encuentra más cercana a la costa, la precipitación acumulada por hora no alcanza los 60 mm; sin embargo, en la estación de Escuela de Ganadería (Figura 5.7) a una distancia respecto al mar de 34.1 km, la precipitación supera los 80 mm. Se observa, además, una contribución importante de las lluvias durante las horas de la mañana, pero con menor intensidad en las estaciones alejadas de la costa (Figura 5.8 a Figura 5.10), con un valor mínimo a las 8 TSL en la mayor cantidad de estaciones. El porcentaje de precipitación horaria total de acuerdo con la relación (1), muestra que para horas de la tarde y primeras horas de la noche en todo el perfil, más del 34% de P ocurre entre las 14-17 horas. Estaciones cercanas a la costa (Figura 5.1 a Figura 5.5) muestran entre 5-12% de P acumulada en horas tempranas del día (antes de las 12 TSL) mientras que en estaciones

entre los 280-1250 m de altitud (Figura 5.6 a Figura 5.10) se observa, entre 2-5 % para las mismas horas. La precipitación se presenta en más del 35 % de los días en todas las estaciones. La lluvia máxima ocurre a un poco más de la mitad de la altitud de este perfil de estaciones como se aprecia en la Fig. 5.11. Esta relación de la precipitación con la altura ha sido observada por Hastenrath (1966) en 45 estaciones ubicadas desde la pendiente de la Cordillera Costera del Pacífico hacia el interior de las tierras altas de Guatemala, por Mendizábal (1973) en dos regiones de la vertiente Atlántica de Costa Rica y una en la vertiente Pacífica de Panamá y por Fernández et al. (1996) mediante un perfil topográfico de 14 estaciones distribuidas desde la costa Pacífico hasta la costa Caribe de Costa Rica. Estas investigaciones llevadas a cabo en la región centroamericana corroboran la existencia de un máximo de P en alturas intermedias, como una característica climática de su distribución. La diferencia en la cantidad de lluvia entre estaciones puede ser atribuible a la influencia de los efectos orográficos de la región y a su interacción con fenómenos de escala local y sinóptica.

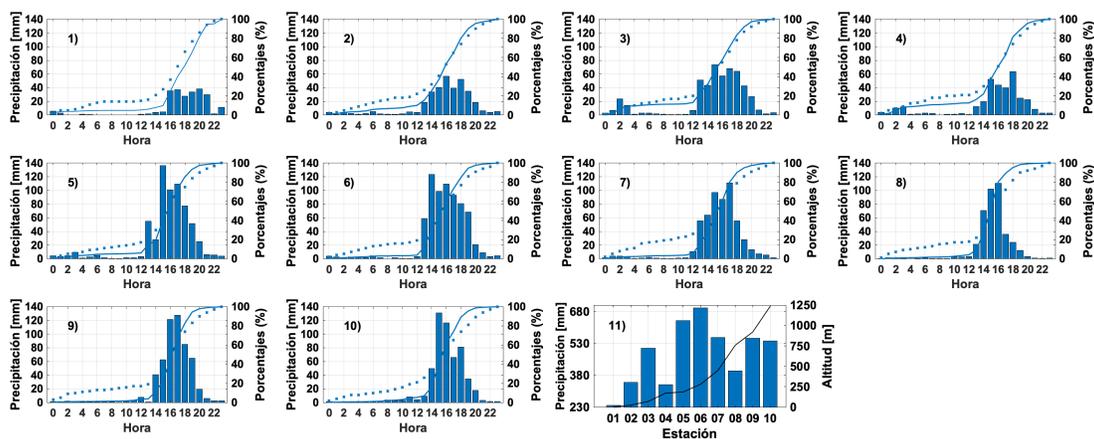


Figura 5: Precipitación total horaria durante el periodo de estudio. La línea azul continua representa el porcentaje acumulativo de precipitación horaria total. La línea azul punteada representa el porcentaje acumulativo de días con precipitación horaria. La numeración de cada panel (1 a 10) corresponde a las estaciones de la Tabla 1 y el panel 11 muestra la precipitación total de cada estación en función de la altitud (línea negra continua).

El estudio por péntadas de la P entre el 1 de julio y el 16 de setiembre (Figura 6) permite identificar la señal del veranillo entre las péntadas 5 a 9 (21 julio al 14 de agosto). Este resultado concuerda con los resultados observados por Alfaro (2014), quien documentó que la mediana de la fecha del mínimo del veranillo en la cuenca del Tárcoles se presenta el 21 de julio. Este evento ocurre con buena regularidad en todas las estaciones (Figura 6.1 a Figura 6.10), pero varía dependiendo de la distancia con respecto a la costa. Durante este periodo de veranillo, se reportan valores por debajo de los 247 mm en todo el perfil de las estaciones menos en la estación de Puntarenas (Figura 6.1) con los valores más bajos de precipitación (menos de 90 mm).

Es necesario mencionar que el veranillo está ligado a una intensificación del CLLJ y ha sido estudiado, entre otros, por Ramírez (1983), Amador (2008), Magaña et al. (1999) y Alfaro (2014). Estos trabajos relacionan el fenómeno con un incremento en la velocidad de los alisios y una disminución o receso de las precipitaciones y la humedad relativa, sobre la costa Pacífica, durante los meses de julio-agosto y las variaciones impulsadas por el movimiento de la ZCIT hacia el sur. Además, esto es favorecido por la componente orográfica del país.

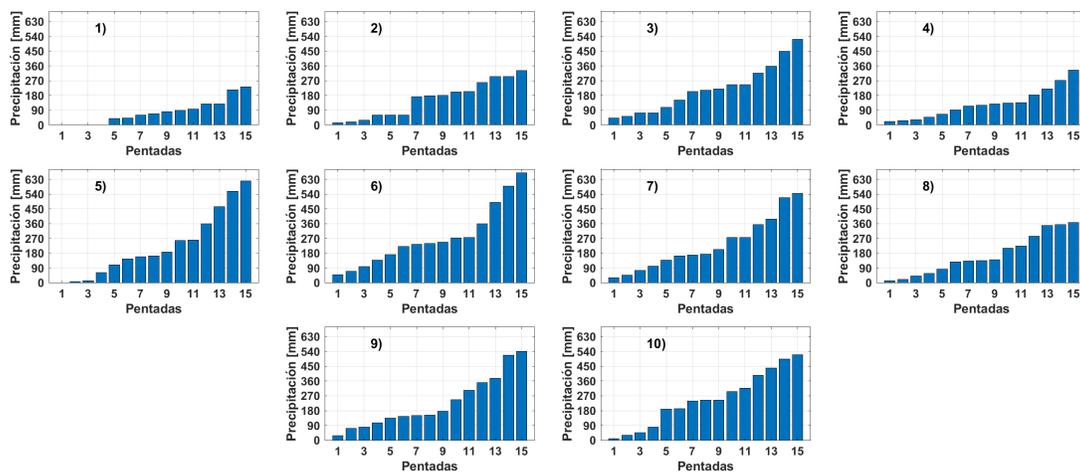


Figura 6: Precipitación acumulada cada 5 días del 1 de julio al 16 de setiembre de 2004. La numeración de cada panel corresponde a las estaciones de la Tabla 1.

4.1.2. Distribución horaria del viento y anomalías del ciclo diurno medio de la temperatura y humedad específica

En la Figura 7 se presenta la distribución horaria del viento en superficie, junto a las anomalías (valor medio horario menos promedio diario) de T y q para las primeras cinco estaciones del perfil en estudio. Nótese una disminución en la intensidad del viento con la altitud; valores máximos entre las 13 y 15 TSL, variando entre 4 m s^{-1} y 9 m s^{-1} y los valores mínimos en horas de la noche y la madrugada. En la estación de Puntarenas (Figura 7.a) se observa la presencia de vientos con dirección sur después de las 10 TSL y hasta altas horas de la noche. Mientras que para tempranas horas de la mañana predomina una componente del norte. En las estaciones de Guacalillo, Capulín, Lagunilla y Orotina (Figuras 7.b, 7.c, 7.d y 7.e, respectivamente) prevalece el viento del sur-suroeste (brisa de mar) a partir de las 10 y hasta las 14 TSL. Posteriormente, la dirección del viento cambia al norte-noreste y se mantiene hasta tempranas horas del día, producto de la influencia de los vientos alisios y posiblemente de una componente del ciclo “tierras altas más frías - zonas bajas más cálidas” en esta región. Del perfil térmico (Figura 7.f) se aprecia que las anomalías de T están influenciadas por procesos radiativos, pues los valores máximos se observan entre las 11 y 13 horas locales, coincidiendo con la máxima exposición solar. Para el caso de las anomalías de q (Figura 7.g), las estaciones alcanzan su valor máximo entre las 12 y 14 TSL.

Para el segundo grupo de estaciones (Figura 8) desde Hacienda Vieja hasta el CIGEFI la rapidez del viento máximo varía entre los 4 m s^{-1} y 8 m s^{-1} en el período de las 10 a 14 TSL. Además, durante tempranas horas del día domina el viento del noreste, lo cual es consistente con vientos alisios dominantes. En Hacienda Vieja (Figura 8.a) entre las 10 y 16 TSL la dirección del viento es del sur. Particularmente, en Escuela de Ganadería (Figura 8.b) puede verse que para estas mismas horas el viento es del oeste, el cual llega a través de los Montes del Aguacate. En la Figura 8.c, la estación de La Garita ubicada más lejos de la costa, mantiene el patrón con dirección sur. En el AIJS (Figura 8.d)

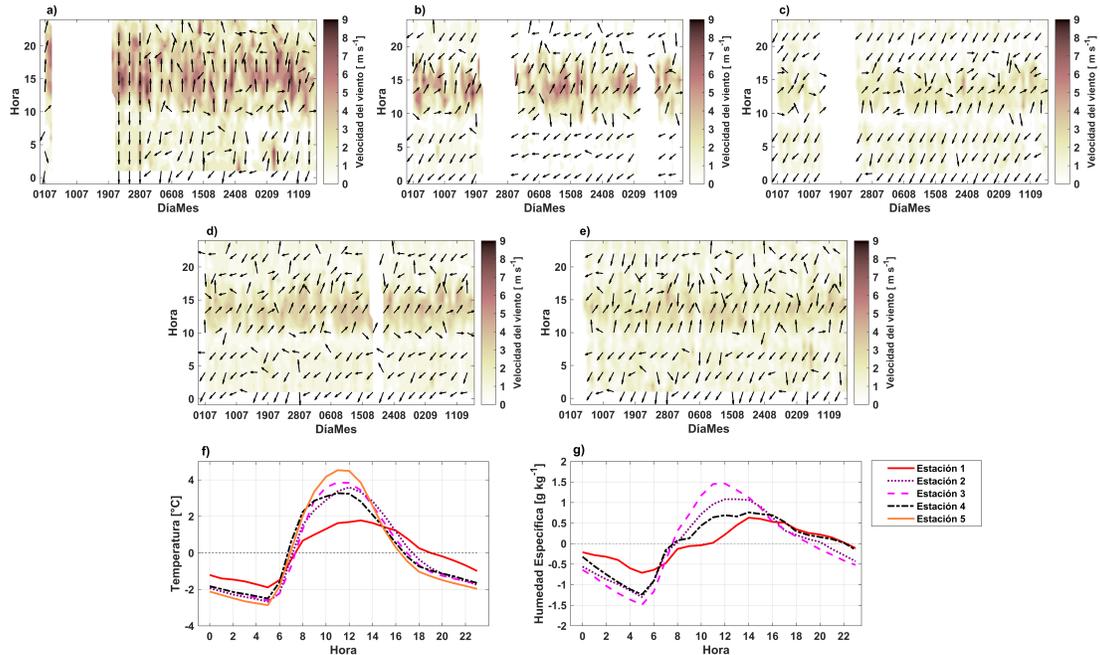


Figura 7: Distribución horaria del viento en superficie de las primeras 5 estaciones del perfil: a) Puntarenas, b) Guacalillo, c) Capulín, d) Lagunilla, e) Orotina. Anomalías (valor medio horario menos promedio diario) de f) temperatura y g) humedad específica calculadas para el periodo de estudio.

se observa un comportamiento irregular a lo largo del día. En esta estación, hasta las 11 TSL, el viento con componente del este (aliso) es dominante, pero posteriormente cambia a dirección suroeste, manteniendo su estructura hasta las 18 horas de la noche. Este comportamiento coincide con lo identificado por Muñoz et al. (2002a), usando datos de la misma estación meteorológica y Zárate (1978), mediante el empleo de datos de radiosondeos, para otros periodos de estudio. La Figura 8.e, representa la estación ubicada en el CIGEFI, única que se mantiene influenciada por el viento aliso (noreste) durante todo el día. Es importante recalcar que en estas dos últimas estaciones el viento es más fuerte. La componente térmica de este perfil es mostrada en la Figura 8.f. Antes de la salida del sol se presentan los valores mínimos de las anomalías de T entre las 5 y 6 TSL y los máximos entre las 11 y 12 TSL. Después de alcanzar el valor máximo, la T decae al avanzar la tarde y los valores están por debajo del promedio diario.

Las anomalías de q (Figura 8.g) reflejan que por las tardes los valores son mayores que el promedio diario y que las variaciones diurnas de la humedad específica son mayores en los sitios altos.

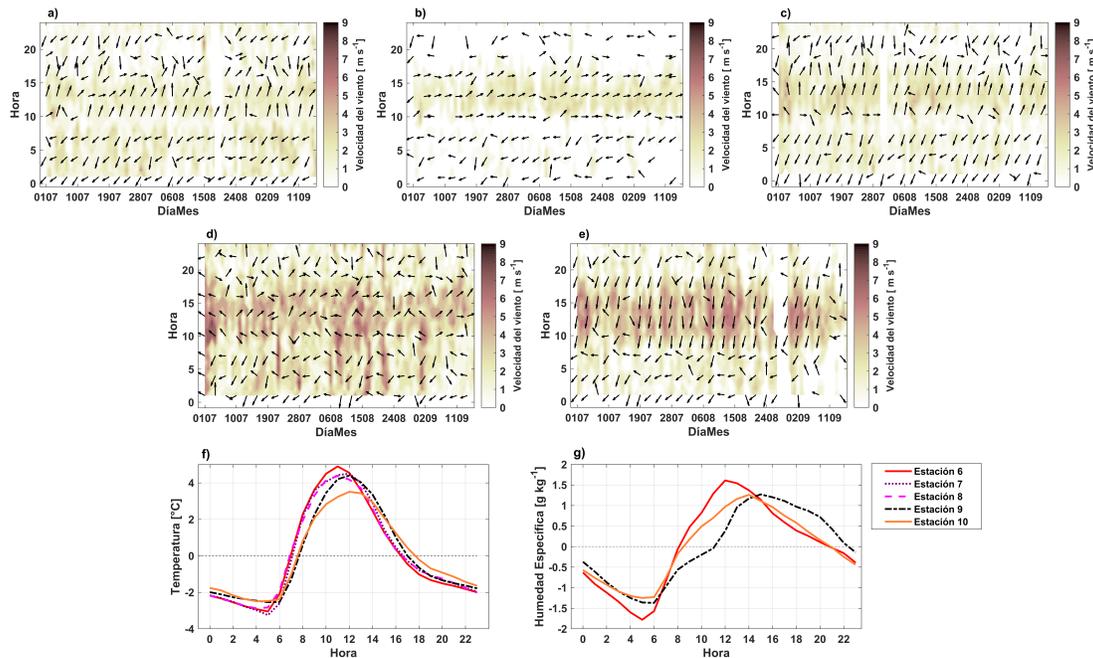


Figura 8: Distribución horaria del viento en superficie de las segundas 5 estaciones del perfil a) Hacienda Vieja, b) Escuela Ganadería, c) La Garita, d) AIJS, e) CIGEFI. Anomalías (valor medio horario menos promedio diario) de f) temperatura y g) humedad específica calculadas para el periodo de estudio.

4.1.3. Relación entre la precipitación y las anomalías de temperatura

Al analizar la relación entre la P y las anomalías de T (Figura 9) se aprecia un desfase entre ambas variables de aproximadamente 2-3 horas en todas las estaciones en estudio. El máximo de T se establece a las 13 TSL en la estación de Puntarenas (Figura 9.1), una hora antes en la estación de Guacalillo (Figura 9.2) y dos horas antes en las estaciones de Capulín, Lagunilla, Orotina y Hacienda Vieja (Figuras 9.3, 9.4, 9.5 y 9.6). Esta T máxima se observa a las 12 TSL en la estación de Escuela de Ganadería (Figura 9.7), a las 11 TSL en la estación La Garita (Figura 9.8) y a las 12 TSL en las dos estaciones más

alejadas de la costa, el AIJS y CIGEFI (Figuras 9.9 y 9.10, respectivamente). Después de alcanzar estos máximos, entre las 14 y 17 TSL, cae más del 34 % de la precipitación (ver apéndice A.1).

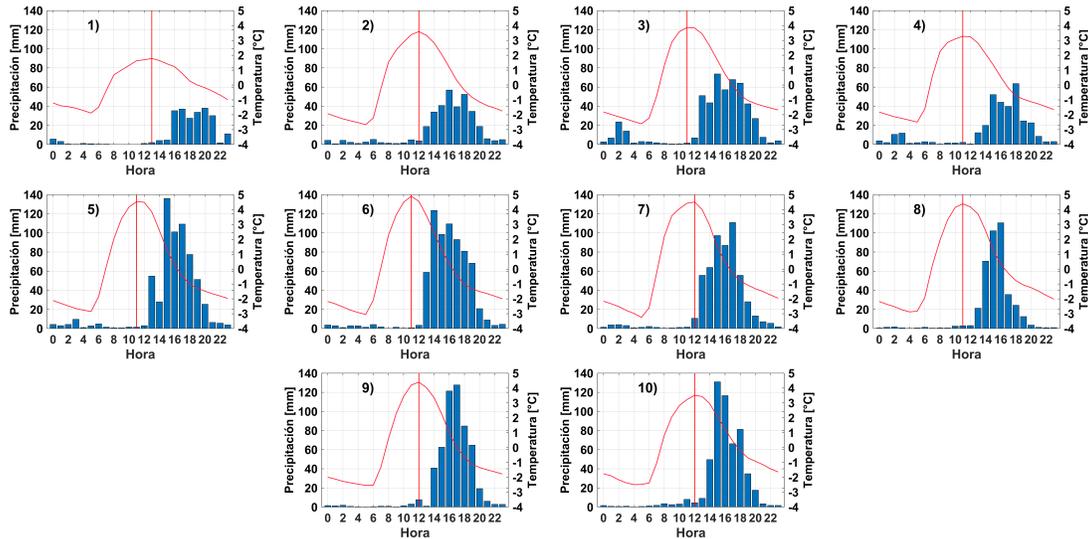


Figura 9: Anomalías de temperatura media horaria respecto al promedio diario (escala de la derecha) y ciclo diurno de la precipitación (escala de la izquierda). La línea vertical representa la hora del valor máximo de la temperatura. La numeración de cada panel corresponde a las estaciones de la Tabla 1.

4.1.4. Evapotranspiración diaria

Los valores diarios de P y los valores estimados de ETo mediante los métodos de Penman-Monteith y Priestley-Taylor aparecen en la Figura 10. Obsérvese que los máximos de ETo ocurren antes que los máximos de lluvia. Además, las estaciones más lejanas de la costa (Hacienda Vieja y CIGEFI) tienen los valores más bajos de ETo y los valores mayores de precipitación. Nótese que el método de Priestley-Taylor tiende a producir valores más altos de ETo. Ambos métodos, presentan valores mayores de Eto durante los meses de julio y agosto, los cuales están caracterizados por una intensificación de los alisios. El mes con los valores menores de ETo es setiembre, que coincide con la mayor contribución de días con lluvia y de mayor intensidad en la precipitación. En

este aspecto, es de esperar que el transporte de humedad por los alisios domine para explicar parcialmente esas observaciones.

La suma de los valores diarios del flujo neto de agua entre la atmósfera y la superficie de la tierra ($ET_0 - P$, no mostrado en la Figura 10) de la estación de Puntarenas es positivo (14.5 mm), lo que indica una ganancia neta de humedad, es decir, se evapora más de lo que precipita, de manera que esta humedad estaría disponible para advección si las condiciones de brisa de mar lo permiten. Para las estaciones de Guacalillo, Capulín, Lagunilla, Hacienda Vieja y CIGEFI el balance de convergencia del flujo de humedad es negativa (-104.4 mm, -274.0 mm, -59.4 mm, -339.0 mm y -332.8 mm respectivamente), la precipitación es abundante superando a la ET_0 , lo que implica algún tipo de proceso de transporte externo a esta región.

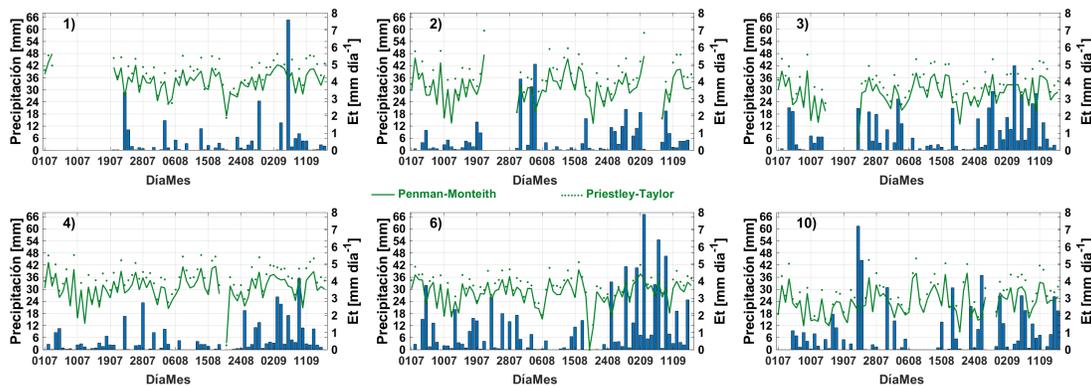


Figura 10: Evapotranspiración diaria durante el periodo de estudio (escala de la derecha), calculada con los métodos de Penman-Monteith (línea sólida) y Priestley-Taylor (línea punteada) y precipitación diaria (escala de la izquierda). La numeración en cada panel corresponde a las estaciones en la Tabla 1.

4.2. Radiosondeos

Para el periodo comprendido entre el 1 de julio al 8 de setiembre del 2004 se presenta en la Figura 11, la estructura vertical de las anomalías de T , q y el viento para la estación ubicada en el AIJS; así como esas los valores diarios de estas variables para los días 11

de julio y 1 de setiembre de 2004. La anomalía de T durante todo el periodo (Figura 11.a) se mantiene entre los -6°C a 4°C . Se observan valores más altos en niveles bajos y medios y valores más fríos en niveles altos. Las anomalías de q varían entre -4 g kg^{-1} a 2 g kg^{-1} , como se aprecia en la Figura 11.b. Los días del 9-11 de julio presentan valores máximos de q entre 910 hPa y los 700 hPa. Para estos días el IMN, en el boletín meteorológico mensual del mes de julio (IMN 2004), reportó el establecimiento de un anticiclón a 10 km de altura sobre las costas caribeñas de América Central. El día 1 de setiembre mantuvo anomalías de q negativas en los niveles por debajo de los 500 hPa y positivas por encima de este nivel. El análisis del perfil vertical del viento (Figura 11.c), muestra la influencia de sistemas de escala planetaria (alisios) sobre la estación analizada (AIJS) en la troposfera media y baja, con máximos en los meses de julio-agosto a partir de los 850 hPa, lo cual es coincidente con los estudios realizados por Amador (1998) y Amador et al. (2003) que demuestran que durante el mes de julio, el CLLJ alcanza valores máximos del orden de $13\text{-}14\text{ m s}^{-1}$, que se extienden hasta el mes de agosto. Con respecto a los valores de T, nótese en la Figura 11.d que ésta fue más alta el 1 de setiembre que el 11 de julio, contrario a lo observado para la variable q; con valores más bajos el 1 de setiembre que los reportados para el 11 de julio. De la Figura 11.e se observa con mayor facilidad el corte vertical atmosférico de la componente zonal del viento. Para ambos días los vientos con componente del este dominan en toda la troposfera, con mayor intensidad el día 11 de julio. El valor máximo de -12.69 m s^{-1} , se alcanza en los 700 hPa el 11 de julio y en los 850 hPa el día 1 de setiembre (-7.95 m s^{-1}).

El ciclo diurno de T, q y viento zonal para cada nivel de presión se presentan en la Figura 12. Se asocian los cambios fundamentales de T (Figura 12.a) cerca de la capa límite y una inversión en los 850 hPa a primera hora de la mañana (6 TSL), producto de los efectos radiativos. La humedad específica (Figura 12.b) presenta cambios significativos por debajo de los 850 hPa y poca variación horaria por encima de dicho nivel, con

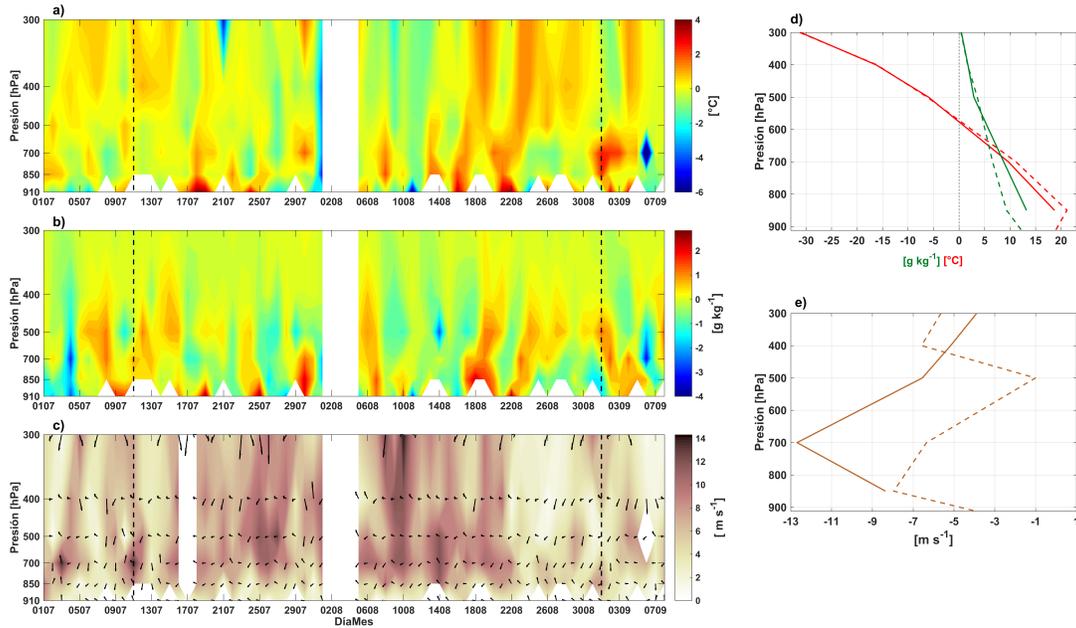


Figura 11: Perfil vertical de a) anomalías de temperatura, b) anomalías de humedad específica con respecto al valor medio correspondiente en cada nivel, c) perfil vertical del viento, d) temperatura (línea roja) y humedad específica (línea verde) para los días 11 de julio (línea continua) y 1 de setiembre 2004 (línea punteada) y e) componente zonal del viento) para los días 11 de julio de 2004 (línea continua) y 1 de setiembre de 2004 (línea punteada). Datos de radiosondeos de la estación ubicada en el AIJS 2004.

una atmósfera más húmeda en horas de la tarde. Los valores máximos de viento zonal (Figura 12.c) se alcanzan en el nivel de los 700 hPa con mayor intensidad a las 0 TSL; se observan vientos decrecientes en altura. Dominan en la troposfera los vientos del este (valores negativos) con velocidades de hasta -8 m s^{-1} .

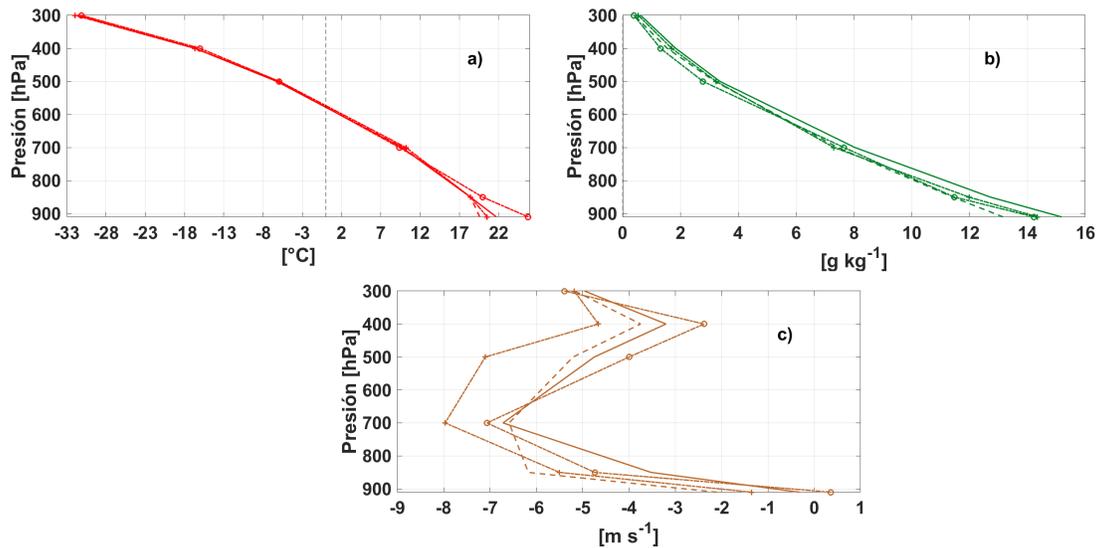


Figura 12: Ciclo diario de a) temperatura, b) humedad específica y c) viento zonal para cada nivel de presión. Las líneas representan las 0 TSL (línea continua con +), 6 TSL (línea discontinua), 12 TSL (línea discontinua con o) y 18 TSL (línea continua). TSL es el Tiempo Solar Local.

4.3. Análisis de resultados observados

Los resultados mostrados en la sección anterior detallan que existe un flujo de brisa marina que influye sobre las estaciones costeras estudiadas. Sin embargo, la penetración tierra adentro del flujo se limita a una distancia del orden de 24 km desde la costa aproximadamente, para el periodo de estudio.

La precipitación total de cada estación en función de la altura muestra que la estación de Hacienda Vieja (con una altitud de 280 m, ubicada a poco más de la mitad del perfil), tiene el valor más alto de lluvia (696.7 mm) y estaciones a mayor altitud presentan valores menores, lo que indica que en este punto se descarga gran parte de la humedad transportada por la brisa marina del Pacífico. Además, la distribución horaria de la precipitación presenta un ciclo diario definido con valores máximos en las tardes en todas las estaciones analizadas, lo cual es un argumento para pensar que no hay transporte de humedad hacia el Valle Central, pues la precipitación se presenta en un mismo intervalo

de horas; aunado al hecho de que las precipitaciones ocurren horas después de que la temperatura alcanzara su valor máximo y, como consecuencia de esto, una mayor tasa de evaporación para procesos convectivos. La disminución en las lluvias durante los últimos días de julio y primeros días de agosto refuerzan que el país se ve afectado por la intensificación del CLLJ, el cual está vinculado al veranillo. Este evento ocurre con buena regularidad en todas las estaciones analizadas, pero varía dependiendo de la distancia con respecto a la costa. Para el año 2004 particularmente, según los criterios utilizados en el estudio de Mora y Amador (2000), se presentaron condiciones de El Niño en el océano Pacífico. Como efecto de esta fase cálida, los vientos alisios se intensifican y los valores acumulados de precipitación en la vertiente Pacífica del país tienden a disminuir respecto al acumulado normal anual (Amador et al. 2016). La influencia del sistema de vientos alisios está bien marcada en el ciclo diurno del viento en todas las estaciones, principalmente en las ubicadas más al interior del valle. No obstante, factores como la cercanía a las costas y la topografía influyen en la variabilidad observada en el ciclo diurno del viento de las diferentes estaciones analizadas.

4.4. Resultados de las simulaciones con el modelo MM5v3

4.4.1. Caso del 11 de julio de 2004

El día 11 de julio de 2004 es seleccionado como un caso de estudio representativo para analizar la influencia del CLLJ sobre la brisa marina en la región del Pacífico costarricense. Las simulaciones para este día utilizan dos distintas configuraciones de convección y capa límite, como se mencionó en la sección 3.4 sobre las simulaciones numéricas. En la Figura 13, se presenta la magnitud y dirección del viento para el dominio 1 de ambos experimentos. El panel de la izquierda (Figura 13.a) representa la simulación de Grell - Medium Range Forecast (GrMRF) y el panel de la derecha (Figura 13.b) la simulación Kain Fritsch - Gayno Seaman (KFGS). Ambas simulaciones muestran vientos

intensos ($13-14 \text{ m s}^{-1}$) al nivel de los 925 hPa en la zona del Caribe, logrando capturar la presencia del chorro de bajo nivel (con magnitudes mayores en la simulación KFGS). Esta figura ilustra la componente norte del CLLJ que transporta humedad hacia el Golfo de México y la componente que atraviesa América Central hacia el Pacífico, un comportamiento congruente con lo reportado por Amador (2008) y Cook y Vizy (2010).

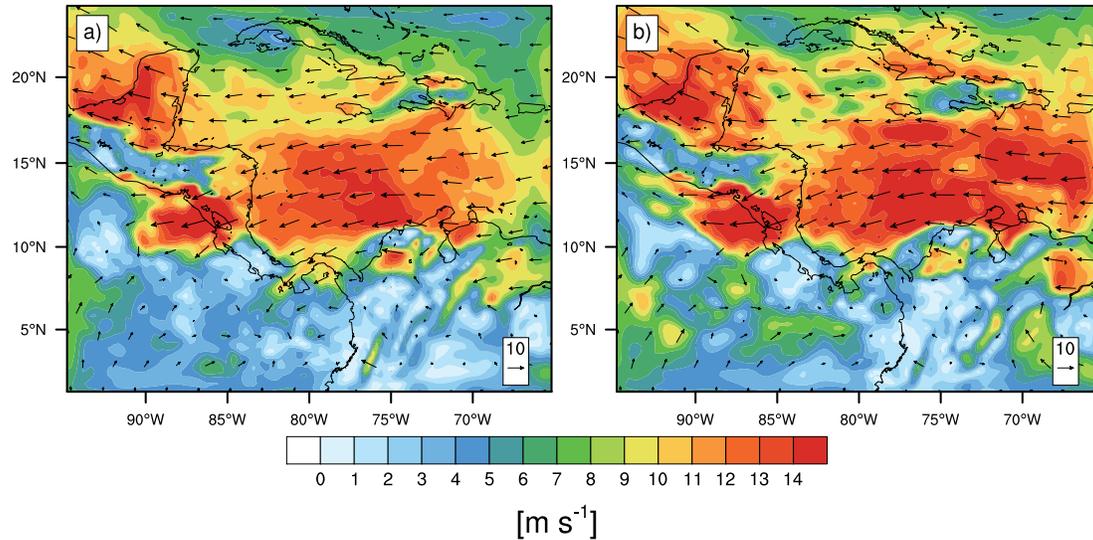


Figura 13: Dominio 1, viento simulado para el día 11 de julio al nivel de 925 hPa, según los experimentos a) Grell - Medium Range Forecast y b) Kain Fritsch - Gayno Seaman.

La corriente reforzada en el Caribe y su interacción con la topografía del país permite el paso de vientos hacia la costa Pacífica, situación que propicia la disminución de las precipitaciones en esta vertiente. Esta característica sinóptica en la región influye en la penetración tierra adentro de las brisas marinas en el lado Pacífico, tal y como se observa en la Figura 14, donde se presenta el ciclo diario del viento simulado a 10 m en el dominio 3, para el experimento GrMRF. A las 0 TSL (Figura 14.a) la región en estudio es influenciada por viento del este. Entre las 3 y 6 TSL (Figuras 14.b y 14.c) se presenta viento del sureste hasta la estación de la Escuela Ganadería; a mayor altitud, a lo largo de la cuenca del río Grande de Tárcoles, el flujo predominante es del este. Conforme se calienta la superficie de la tierra, a las 9 TSL (Figura 14.d), el flujo del este está mejor

organizado y sigue manteniendo su influencia a lo largo de las 10 estaciones estudiadas. A partir de las 12 TSL (Figura 14.e), hora de la máxima exposición solar, se presenta un flujo de brisa marina sobre la región Pacífico con componente suroeste, que influye en los puntos cercanos a las estaciones costeras (Puntarenas hasta Lagunilla), mientras que, alrededor de las estaciones más alejadas (desde Orotina hasta CIGEFI), domina el viento con componente este. Al caer la tarde (15 TSL, Figura 14.f), se observa flujo del oeste unos cuantos kilómetros más adentro hasta cerca de la estación de la Escuela de Ganadería, que se debilita entre las 18 y 21 TSL (Figuras 14.g y 14.h respectivamente).

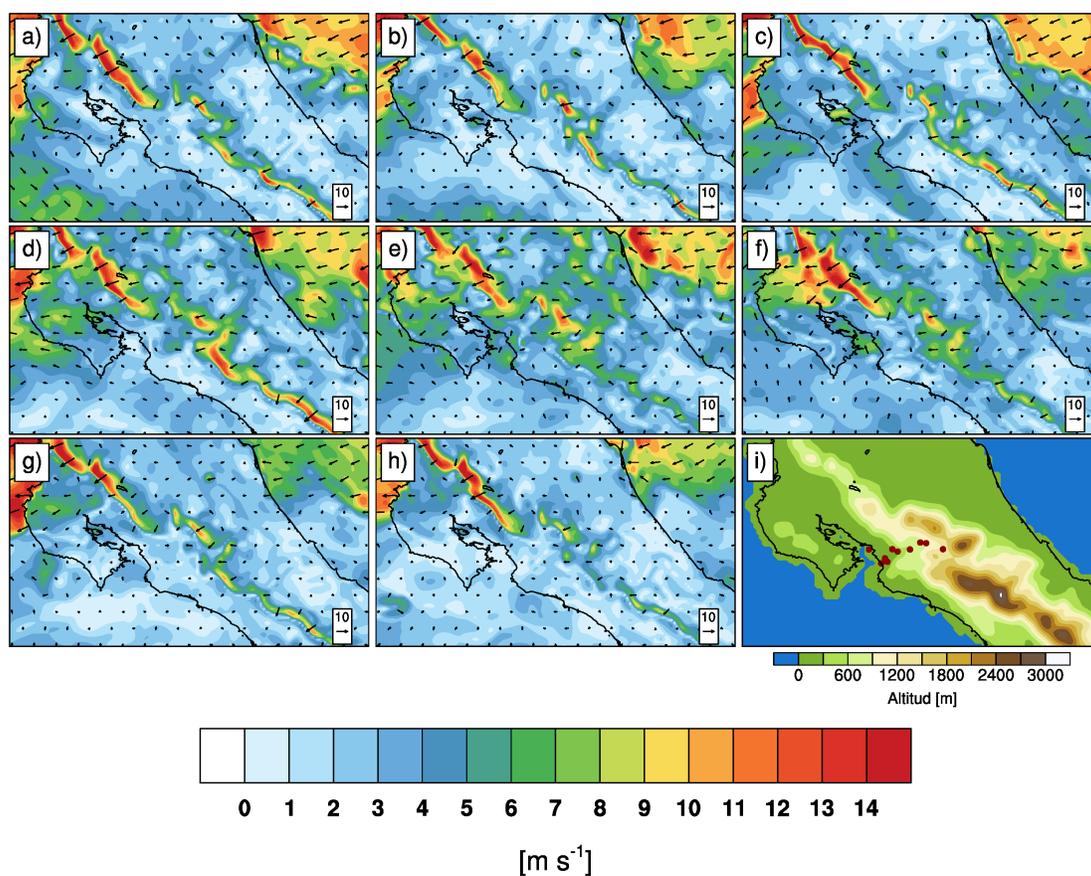


Figura 14: Dominio 3, viento simulado a 10 m a las a) 0 TSL, b) 3 TSL, c) 6 TSL, d) 9 TSL, e) 12 TSL, f) 15 TSL g) 18 TSL, h) 21 TSL e i) topografía de la región estudiada. Los puntos rojos representan la ubicación de las estaciones (Tabla 1). Simulación Grell - Medium Range Forecast del día 11 de julio de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.

Al comparar estos resultados con los de la simulación KFGS (Figura 15), el comportamiento en la dirección del viento sobre la región tiene diferencias importantes. A las 0 TSL (Figura 15.a) viento débil del oeste desde Puntarenas hasta La Garita. A las 3 TSL (Figura 15.b) el flujo del este domina en la región. Entre 6 y 9 TSL (Figura 15.c y Figura 15.d), viento débil del suroeste desde el sitio de la estación de Puntarenas y hasta cerca de la estación de Hacienda Vieja; con componente del este en el resto de las estaciones. Entre las 12 y 15 TSL (Figura 14.e y Figura 14.f) un flujo de brisa marina con dirección suroeste - oeste llega hasta los alrededores de la estación de la Escuela de Ganadería; por la noche este flujo disminuye (Figuras 14.g y 14.h).

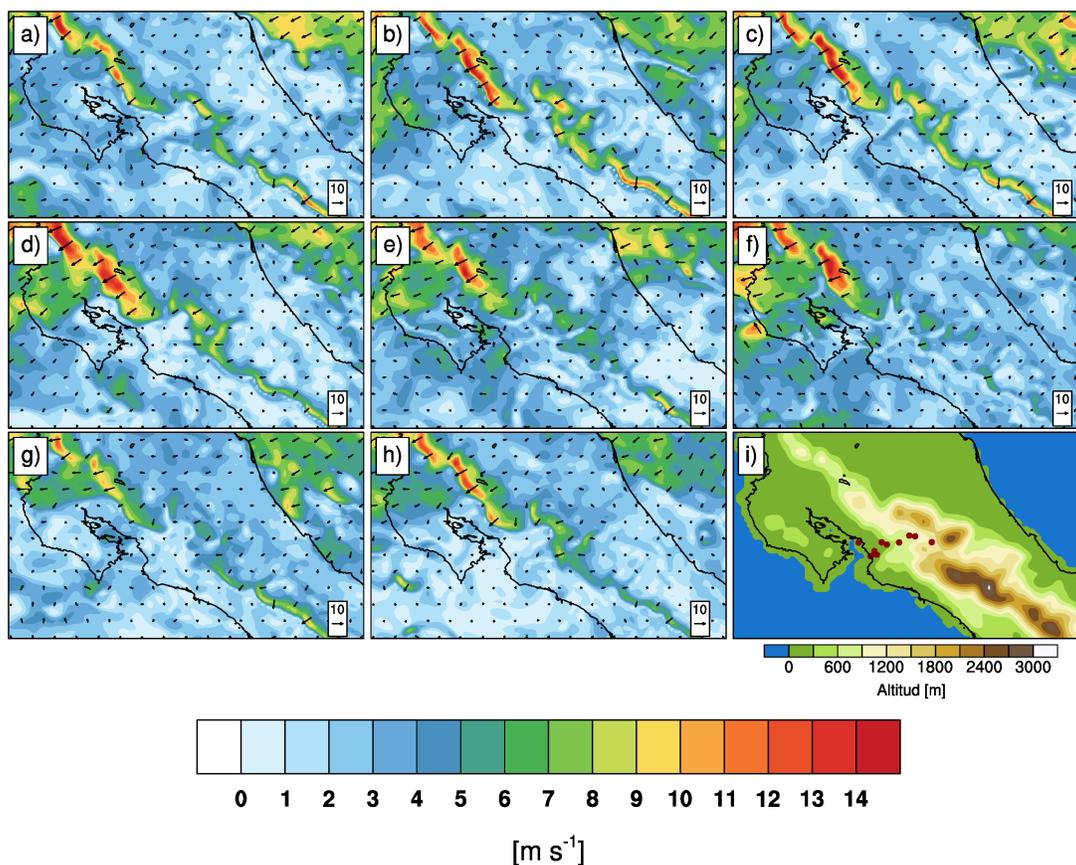


Figura 15: Dominio 3, viento simulado a 10 m a las a) 0 TSL, b) 3 TSL, c) 6 TSL, d) 9 TSL, e) 12 TSL, f) 15 TSL g) 18 TSL, h) 21 TSL e i) topografía de la región estudiada. Los puntos rojos representan la ubicación de las estaciones (Tabla 1). Simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman del día 11 de julio de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.

Los dos experimentos analizados, reflejan el dominio de los vientos alisios en las regiones Caribe Norte, Zona Norte y Pacífico Norte del país a lo largo del día, además de mostrar vientos más fuertes tras su paso por las zonas montañosas.

4.4.2. Caso del 1 de setiembre de 2004

El mismo tipo de análisis de la sección anterior es aplicado al día 1 de setiembre de 2004. Para este día, los vientos alisios disminuyen y la intensidad del CLLJ es mucho más débil, como se aprecia en la Figura 16. El panel de la izquierda (Figura 16.a) muestra los resultados del experimento GrMRF. En este caso el viento en la región del Mar Caribe es más intenso, en comparación con lo mostrado por el experimento KFGS, en el panel de la derecha (Figura 16.b). En el nivel de los 925 hPa, el modelo (en ambas simulaciones) logra capturar con claridad uno de los sistemas sinópticos que afectó Puerto Rico y Las Bahamas, durante los primeros días del mes de setiembre: el huracán Frances (Beven II 2005), lo que manifiesta la capacidad del modelo de representar las características atmosféricas más importantes durante el período de simulación.

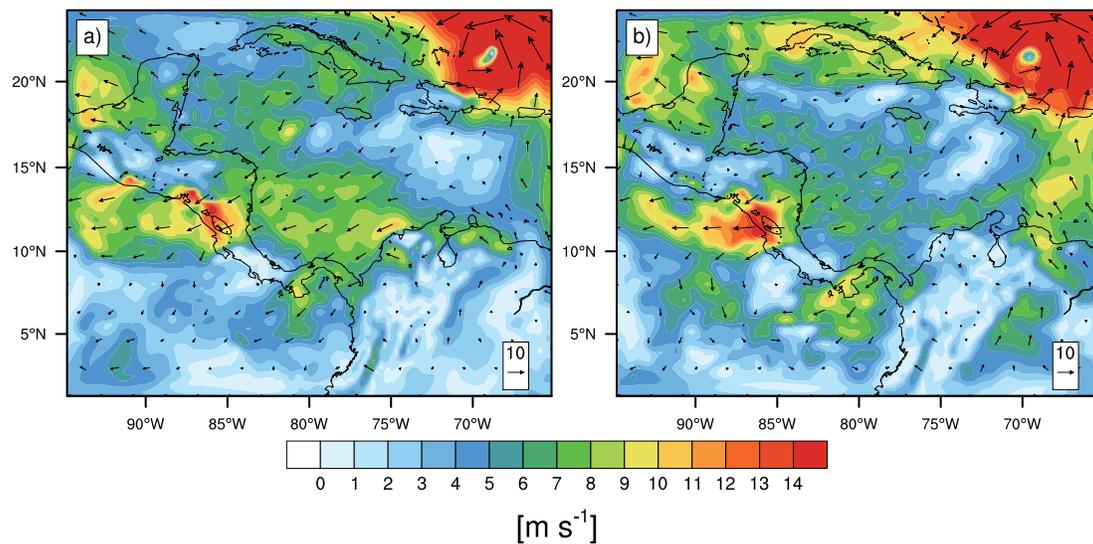


Figura 16: Dominio 1, viento simulado para el día 1 de setiembre al nivel de 925 hPa, según los experimentos a) Grell - Medium Range Forecast y b) Kain - Fritsch.

Al analizar el viento horario 10 m sobre la superficie, para el 1 de setiembre, utilizando MRF como parametrización de capa límite (Figura 17), se nota que entre las 0 y 6 TSL (Figuras 17.a, 17.b, 17.c) los alisios son débiles y desorganizados, con excepción de las zonas montañosas, donde el viento es más fuerte y del este. A partir de las 9 TSL (Figura 17.d) el viento del este se intensifica e influye sobre casi todo el perfil de estaciones, con excepción de las costeras (Puntarenas hasta Lagunilla), donde se observa una componente del suroeste. Durante el mediodía (Figura 17.e), el modelo logra representar adecuadamente el viento del oeste y suroeste hasta la estación de la Escuela de Ganadería. A las 15 TSL (Figura 17.f) se observa flujo del oeste en la zona de la estación de La Garita y en horas de la noche (18 TSL, Figura 17.g) hacia los alrededores de la estación del AIJS. Nótese que alrededor de las 18 TSL, no se observa componente del oeste en las estaciones más cercanas a la costa, por lo que este flujo en las estaciones ubicadas a mayor altitud puede ser producto de la brisa del valle. A las 21 TSL (Figura 17.h), este comportamiento se mantiene con menor intensidad.

Para el caso de la simulación con capa límite de GS (Figura 18), el modelo muestra flujo organizado del este desde las 0 y hasta las 6 TSL (Figuras 18.a, 18.b y 18.c) en toda la región. Además, el MM5v3 captura el viento débil con dirección oeste sobre el sitio donde se ubican las estaciones más cercanas a la costa, a las 9 TSL (Figura 18.d) y hasta la estación de La Garita. Posteriormente (Figuras 18.e), el flujo se intensifica y se observa con dirección del suroeste. A las 15 TSL (Figura 18.f), se mantiene la componente del sur en las regiones costeras, en alturas medias se observa flujo noroeste y en las zonas más altas viento del oeste, con excepción de la estación del CIGEFI que presenta flujo del este. Este comportamiento se mantiene hasta las 18 TSL de manera más débil (figura 18.g) y a las 21 TSL (Figura 18.h) el modelo captura apropiadamente la prevalencia de vientos alisios. Obsérvese que en el experimento KFGS, el viento sobre el área estudiada es de menor intensidad, en comparación con GrMRF.

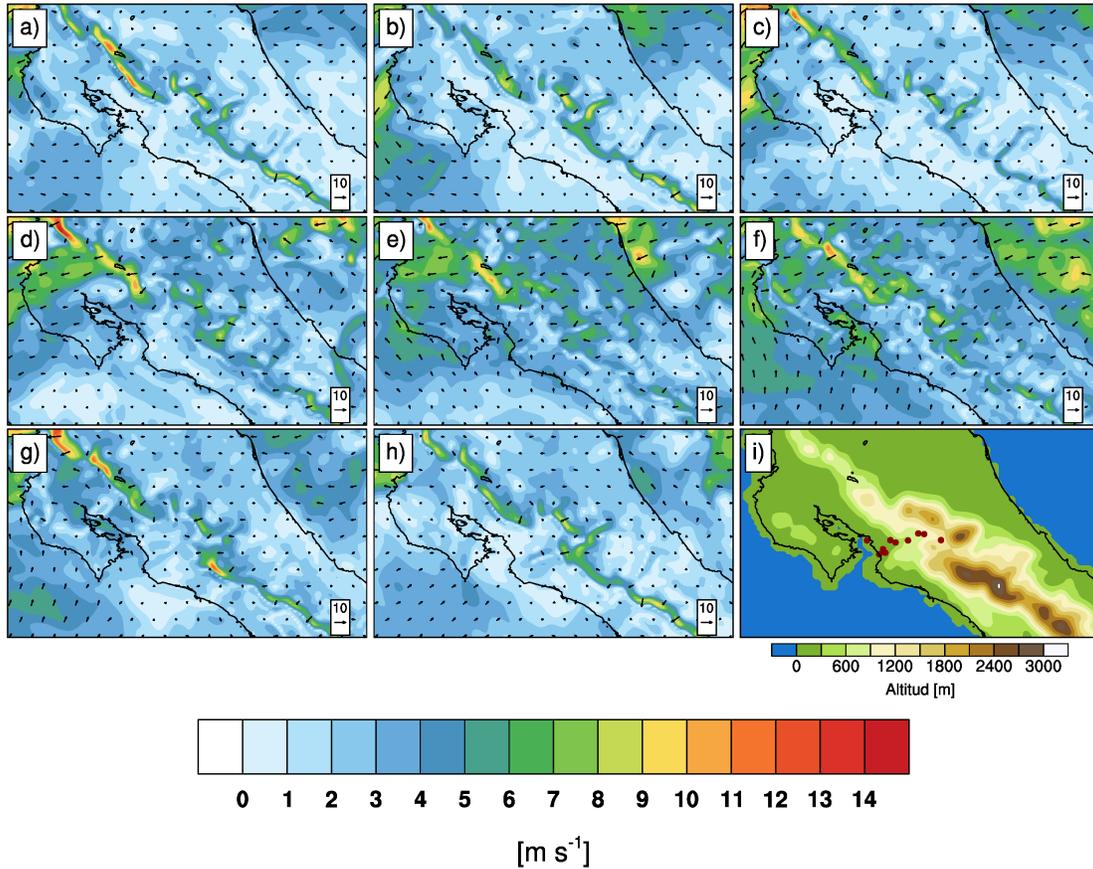


Figura 17: Dominio 3, viento simulado a 10 m a las a) 0 TSL, b) 3 TSL, c) 6 TSL, d) 9 TSL, e) 12 TSL, f) 15 TSL g) 18 TSL, h) 21 TSL e i) topografía de la región estudiada. Los puntos rojos representan la ubicación de las estaciones (Tabla 1). Simulación Grell - Medium Range Forecast del día 1 de setiembre de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.

4.5. Evaluación de las simulaciones con el modelo MM5v3

4.5.1. Caso del 11 de julio de 2004

En la Figura 19 se muestra la evolución cada 3 horas, para el día 11 de julio de 2004, de los vectores del viento observados (en azul) y simulados (en rojo), en los puntos donde se ubican las estaciones meteorológicas. De acuerdo con las observaciones, entre las 3 y 9 TSL (Figuras 19.a, 19.b y 19.c, respectivamente) domina el flujo con componente noreste en todo el perfil. Al mediodía (Figura 19.d) se establece un flujo de brisa marina

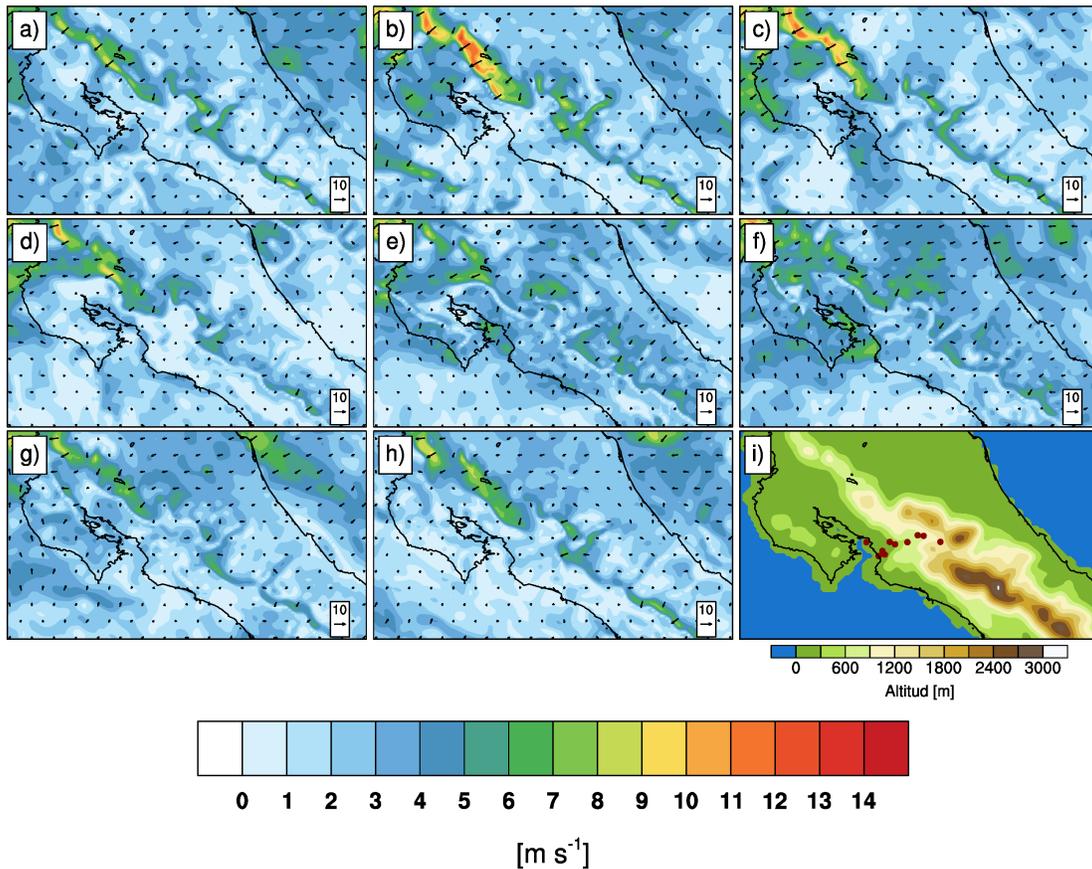


Figura 18: Dominio 3, viento simulado a 10 m a las a) 0 TSL, b) 3 TSL, c) 6 TSL, d) 9 TSL, e) 12 TSL, f) 15 TSL g) 18 TSL, h) 21 TSL e i) topografía de la región estudiada. Los puntos rojos representan la ubicación de las estaciones (Tabla 1). Simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman del día 1 de setiembre de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.

representado por un viento del suroeste que llega hasta la estación de Hacienda Vieja. Las estaciones 7 a 10 (ver Tabla 1) continúan siendo influenciadas por flujo del este. A las 15 TSL (Figura 19.e) la brisa marina disminuye y se observa una débil componente del oeste en la estación de La Garita. Posteriormente, en horas de la noche el comportamiento del viento muestra gran variabilidad espacial (Figuras 19.f y 19.g). Nótese que la estación ubicada en el CIGEFI reporta flujo del noreste durante todo el día. Con respecto al patrón simulado por GrMRF, éste no logra representar adecuadamente las variaciones del viento durante las primeras horas del día (Figuras 19.a y 19.b).

Entre las 9 (Figura 19.c) y 21 TSL (Figura 19.g), el modelo logra representar apropiadamente la señal del flujo a lo largo del perfil de estaciones.

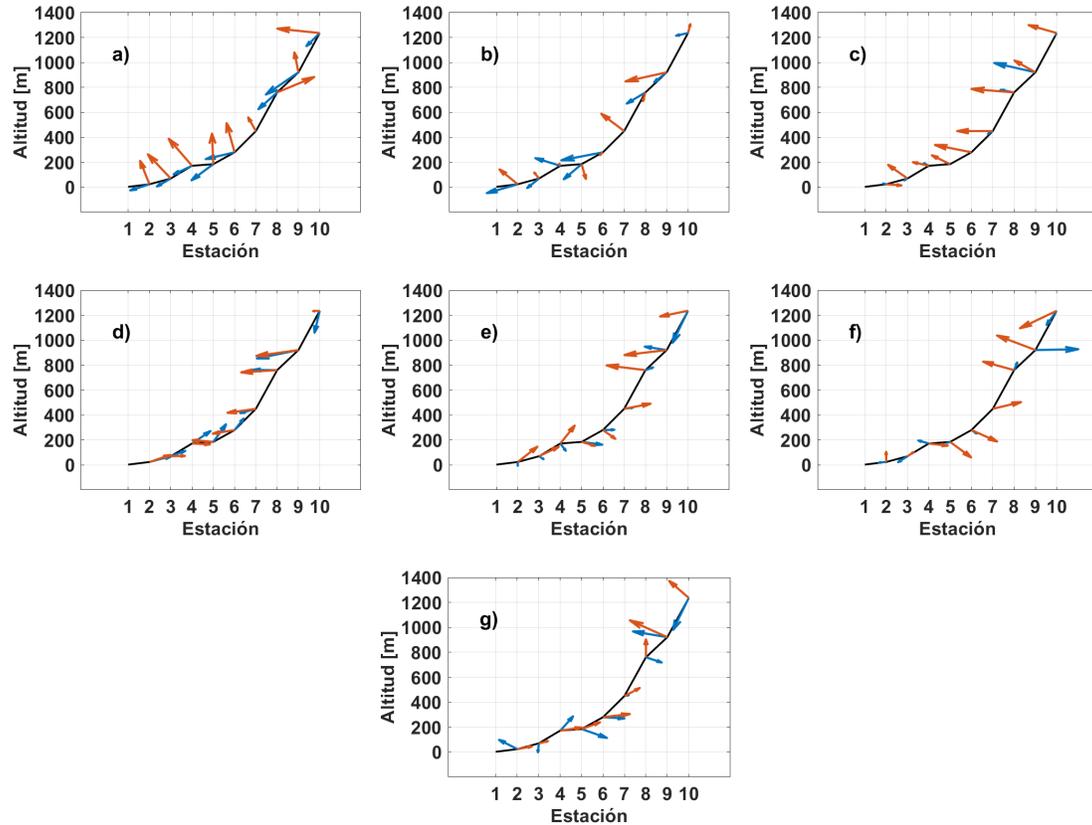


Figura 19: Evolución temporal de los vectores del viento a 10 m tanto los valores observados (azul) como los simulados (rojo) a las a) 3 TSL, b) 6 TSL, c) 9 TSL, d) 12 TSL, e) 15 TSL f) 18 TSL y g) 21 TSL. Simulación Grell - Medium Range Forecast del día 11 de julio de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.

Para el experimento con KFGS, se examina la capacidad del modelo para simular las brisas marinas durante el día en cuestión (Figura 20). El comportamiento del viento a las 3 TSL, coincide mayormente con lo que muestran los valores observados; es decir, alisios predominantes, como se aprecia en la Figura 20.a. Sin embargo, a las 6 TSL y a las 9 TSL (Figuras 20.b y 20.c) la dirección del viento (suroeste) no es coincidente con lo que muestran las observaciones (noreste). Desde el mediodía (Figura 20.d) y hasta horas de la tarde (Figura 20.e) el modelo sí logra capturar las circulaciones de brisa proveniente

del Pacífico. Además, representa de mejor manera el cambio en la dirección del viento a las 18 TSL y la influencia del flujo sinóptico en estaciones alejadas de la costa, tal y como se aprecia en la Figura 20.f. Para altas horas de la noche (Figura 20.g), la simulación realizada no es capaz de reproducir la dirección observada del viento. Nótese que con la configuración física de capa límite empleada en este experimento (GS), se captura de mejor manera la señal del flujo del viento, tanto en magnitud como en dirección, en comparación con MRF.

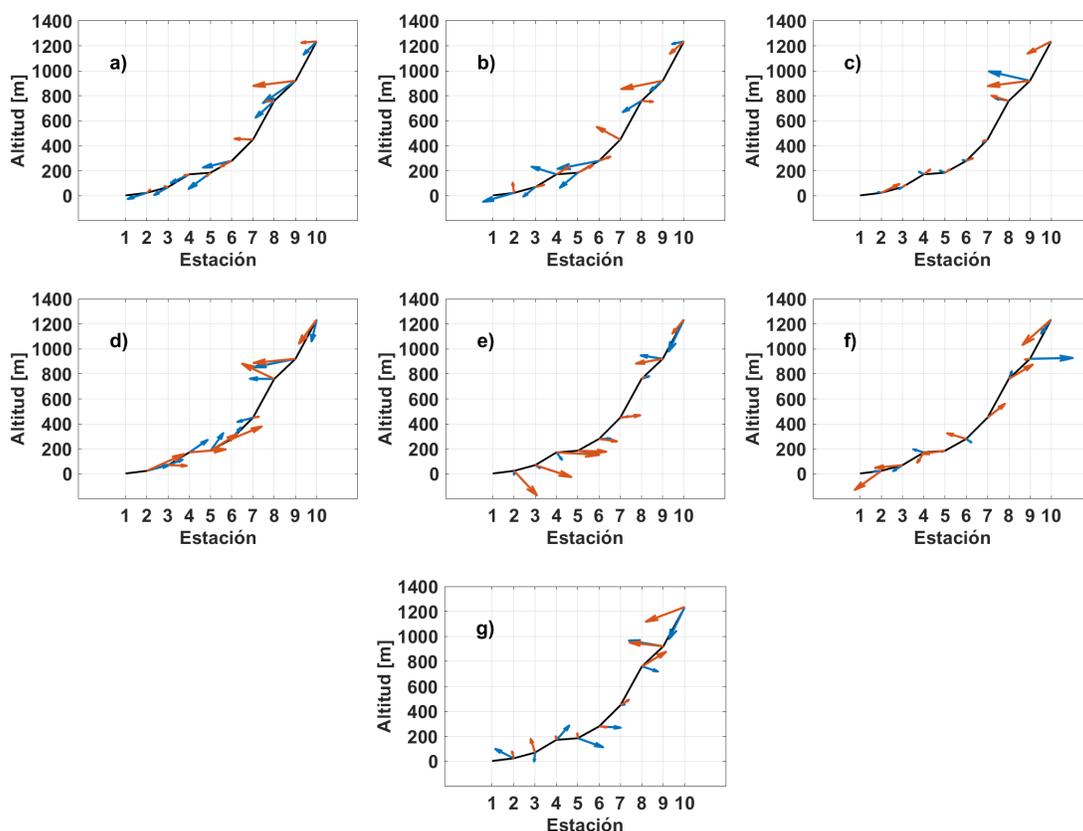


Figura 20: Evolución temporal de los vectores del viento a 10 m tanto los valores observados (azul) como los simulados (rojo) a las a) 3 TSL, b) 6 TSL, c) 9 TSL, d) 12 TSL, e) 15 TSL f) 18 TSL y g) 21 TSL. Simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman del día 11 de julio de 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.

Como parte del análisis, se presenta el perfil vertical simulado de T , q y componente zonal del viento, para el punto del modelo más cercano a AIJS y se compara con el

perfil derivado de observaciones de radiosondeos, obtenido sobre el punto en mención (Figura 21).

Durante el 1 de julio de 2004, el comportamiento de la atmósfera desde el punto de vista térmico presenta poca variación diaria (Figura 21.a), ambos experimentos numéricos simulan adecuadamente la distribución vertical de la temperatura (línea roja), siendo más realista la representación KFGS (línea continua con +). La humedad específica (línea verde) en bajo nivel, por su parte, es subestimada por el modelo en ambas simulaciones, lo que podría explicarse por errores en la distribución inicial de humedad que utiliza el modelo. Para el caso del viento zonal (Figura 21.b), ambas simulaciones capturan en niveles bajos de la troposfera un máximo de viento zonal en 850 hPa, mientras que las observaciones lo representan en los 700 hPa; lo cual podría atribuirse a diferentes factores como la diferencia de altitud entre la estación y el punto del modelo más cercano, la complejidad del terreno y la topografía circundante.

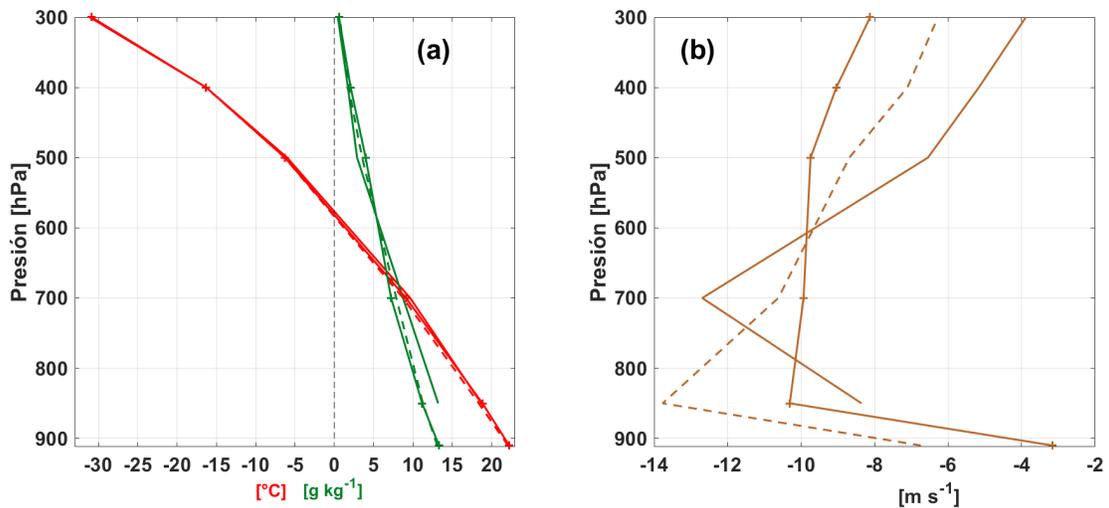


Figura 21: Perfil vertical de a) temperatura (línea roja), humedad específica (línea verde) y b) viento zonal. Valores observados (línea continua), simulación Grell - Medium Range Forecast (línea discontinua) y simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman (línea continua con +) del día 11 de julio de 2004.

4.5.2. Caso del 1 de setiembre de 2004

Si bien la simulación de control (GrMRF) del día 1 de setiembre del 2004 (Figura 22) muestra influencia de viento sinóptico, éste no es tan fuerte como en el 11 de julio de 2004 (ver sección anterior). Para este caso, durante las primeras horas del día (Figuras 22.a, 22.b y 22.c) hay grandes diferencias en los perfiles simulados de dirección del viento, con respecto a los observados. Según se aprecia en la Figura 22.d, la simulación del flujo es más realista conforme aumenta la temperatura sobre la superficie de la tierra, ya que se representa la propagación observada del viento. A partir de las 15 TSL y hasta las 21 TSL (Figuras 22.e, 22.f y 22.g), el modelo tiene limitaciones en la simulación del flujo y sobreestima el viento con respecto a las mediciones.

Al utilizar otra configuración física (KFGS) para estudiar la sensibilidad del modelo, se nota una aparente mejora, tanto en la dirección como en la magnitud del viento; esto puede verse en la Figura 23. No obstante, el modelo tiene aún dificultades para capturar la dirección correcta del viento durante tempranas horas del día (Figuras 23.a, 23b y 23.c). Este comportamiento puede deberse a la sensibilidad del modelo a la parametrización de la superficie y a las condiciones iniciales. Como en el experimento anterior, el modelo es capaz de reproducir el flujo tierra dentro a las 12 TSL (Figura 23.d) y los vientos alisios en concordancia con las observaciones. Posteriormente, para la tarde y noche (Figuras 23.e y 23.f), la habilidad de la configuración KFGS es limitada, aunque presenta una mejoría en la captura del flujo del este a lo largo del perfil a las 21 TSL (Figura 23.g). En ambos casos analizados, es evidente la dificultad del modelo para reproducir la dirección del viento a las 18 TSL; hora en la que se presenta un cambio de régimen de brisa marina a brisa de tierra.

Es importante mencionar también, que para este día el viento de oeste se observa desde tempranas horas de la mañana (9 TSL) en estaciones cercanas a la costa, no así en el caso del 11 de julio; donde la señal del flujo del oeste se presenta a partir del mediodía.

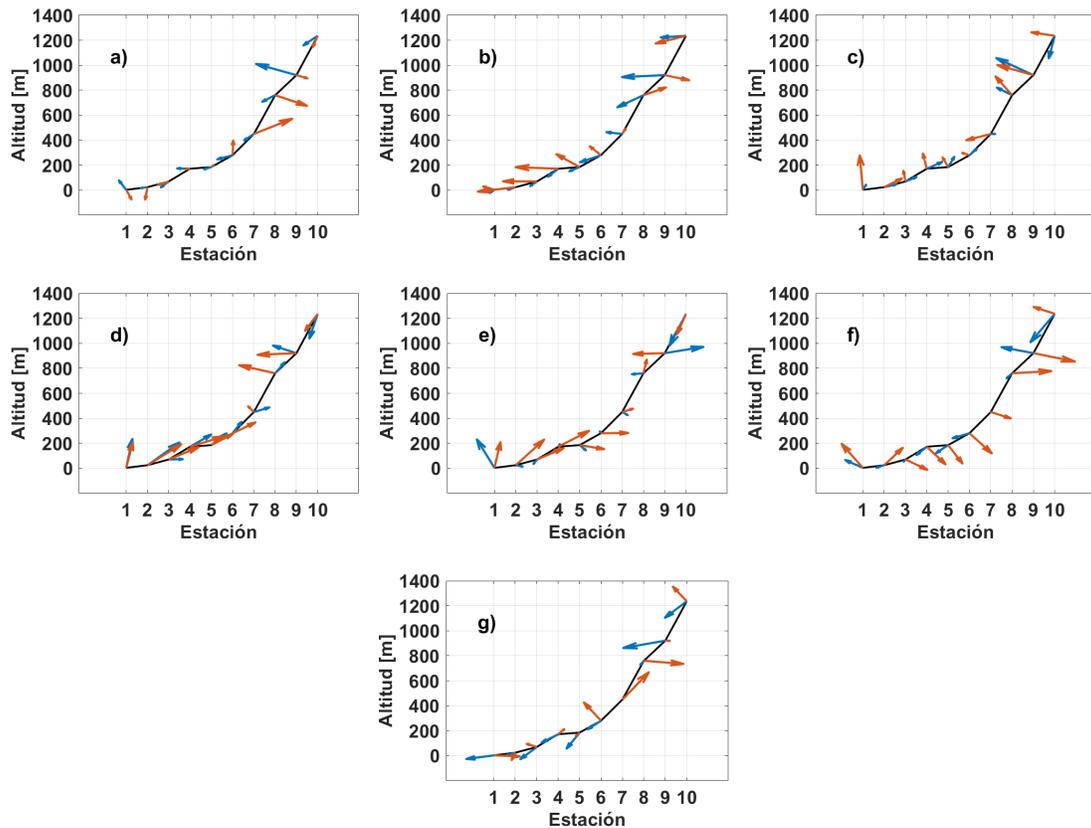


Figura 22: Evolución temporal de los vectores del viento a 10 m tanto los valores observados (azul) como los simulados (rojo) a las a) 3 TSL, b) 6 TSL, c) 9 TSL, d) 12 TSL, e) 15 TSL f) 18 TSL y g) 21 TSL. Simulación Grell - Medium Range Forecast del día 1 de setiembre 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.

En la Figura 24 se muestra la estructura vertical de la atmósfera observada a partir de mediciones de radiosondas y la simulada por el MM5v3, para el día 1 de setiembre de 2004. Entre la superficie y el nivel de 850 hPa, el modelo no es capaz de capturar la capa de inversión térmica debida al calentamiento radiativo (Figura 24.a). En general, la subestimación de la temperatura (línea roja) en niveles bajos y medios para este día puede estar asociada con problemas en la representación la amplitud térmica diaria. Otra razón para esto puede ser que el modelo no considera fuentes antropogénicas de calor. Contrario a los valores de temperatura, la humedad específica (línea verde) en los niveles atmosféricos más bajos es sobreestimada con respecto a las mediciones (línea

verde continua).

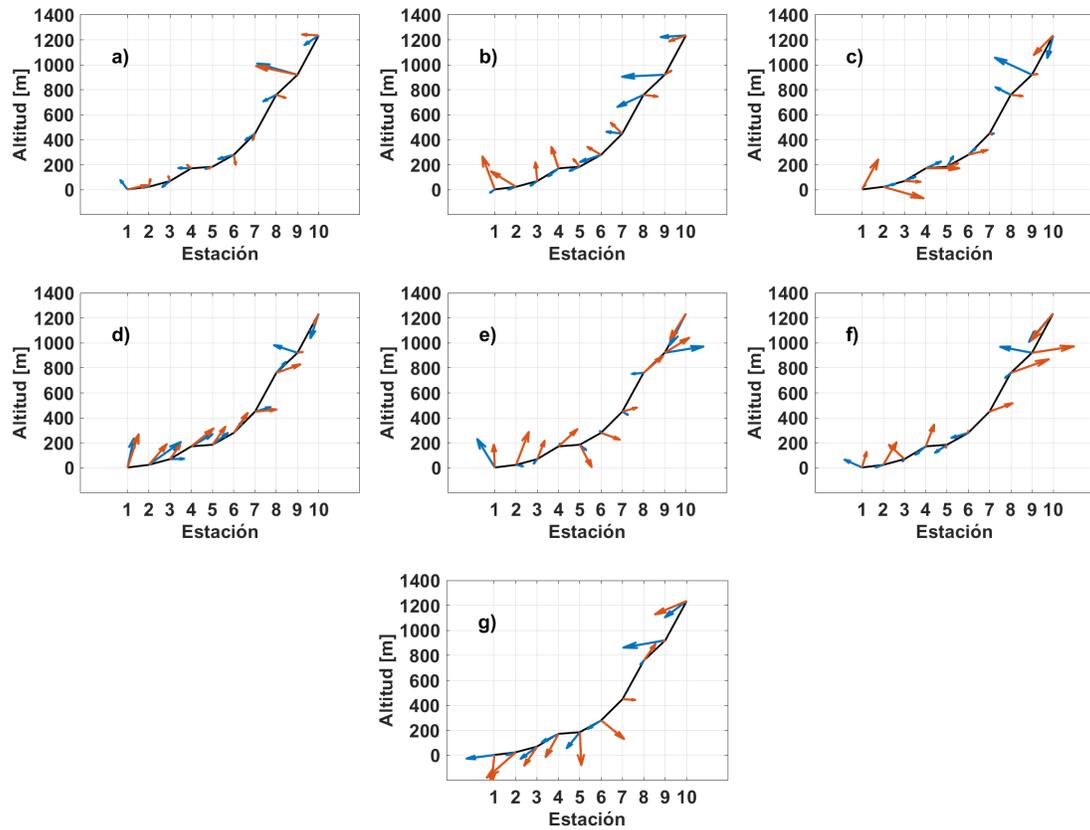


Figura 23: Evolución temporal de los vectores del viento a 10 m tanto los valores observados (azul) como los simulados (rojo) a las a) 3 TSL, b) 6 TSL, c) 9 TSL, d) 12 TSL, e) 15 TSL f) 18 TSL y g) 21 TSL. Simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman del día 1 de setiembre 2004. TSL es el Tiempo Solar Local.

El viento zonal (Figura 24.b) es de menor intensidad (-8 m s^{-1} a 0.3 m s^{-1}), en comparación con el mes de julio (-14 m s^{-1} a -3 m s^{-1}), y esta vez es subestimado por el modelo; se observa el valor máximo en el nivel de los 850 hPa, coincidiendo con las mediciones (línea café continua). En niveles bajos, ambos esquemas producen una representación similar respecto a las observaciones.

Estos resultados indican la dificultad del MM5v3 para simular patrones de viento e interacciones atmósfera - tierra sobre terrenos complejos; sin embargo, esta comparación proporciona un control de calidad limitado del modelo, pues únicamente se cuenta con

una estación con datos de radiosondeos en la zona de estudio local.

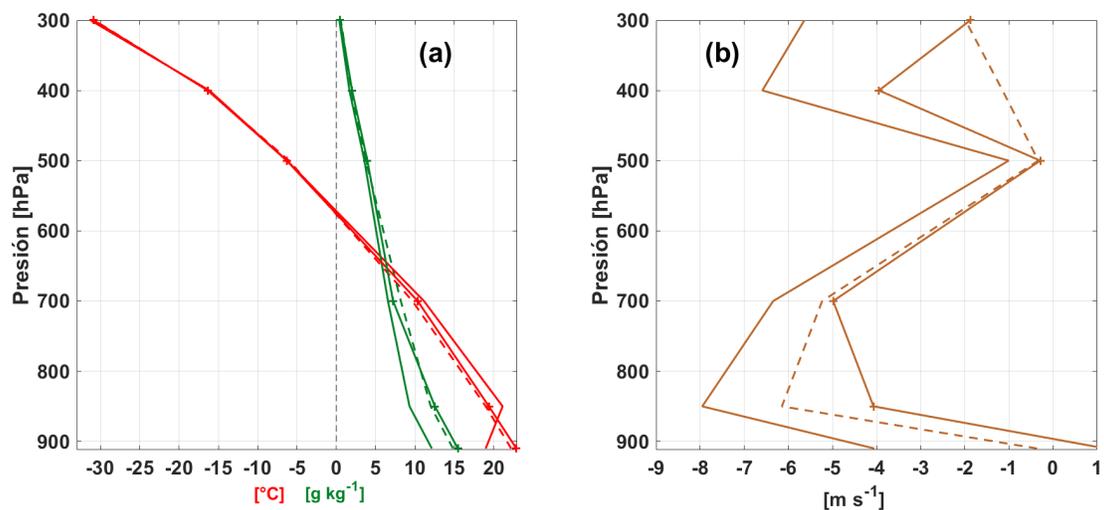


Figura 24: Perfil vertical de a) temperatura (línea roja), humedad específica (línea verde) y b) viento zonal. Valores observados (línea continua), simulación Grell - Medium Range Forecast (línea discontinua) y simulación Kain Fritsh - Gayno Seaman (línea continua +) para el día 1 de setiembre de 2004.

Capítulo 5

Conclusiones, alcances y recomendaciones

5.1. Conclusiones

De la descripción del comportamiento del ciclo diario de la precipitación, el viento y las anomalías del ciclo diario de la temperatura y la humedad específica de la región en estudio, se encontró que los valores máximos de precipitación en todas las estaciones, ocurren en horas de la tarde, entre las 14 y 17 TSL; entre 2-3 horas posteriores a los valores máximos de temperatura, lo que sugiere que el calentamiento diario genera la convección. Los mayores acumulados de lluvia se presentaron en la estación ubicada en alturas medias, lo cual, puede ser atribuible a la interacción de la brisa marina diaria con la orografía de la región y el flujo sinóptico (alisios).

La disminución en la precipitación observada durante finales del mes de julio y principios de agosto (la cual es significativamente mayor cerca de las costas) demuestra la fuerte asociación del CLLJ sobre el régimen de lluvias de nuestro país y su influencia en los fenómenos locales como las brisas de mar. De acuerdo con los resultados de este trabajo, no hay evidencia de un ingreso de la brisa marina hasta el interior del Valle Central.

Incluso, la penetración tierra adentro de dicha brisa es mucho más reducida cuando el CLLJ es intenso sobre el Mar Caribe.

Reproducir los fenómenos locales y de gran escala con la ayuda del modelo de mesoescala MM5v3, permitió comparar las observaciones del viento con los resultados de las simulaciones y determinar que el modelo es capaz de simular el desarrollo y propagación de brisa marina. Las principales deficiencias del modelo se aprecian en la simulación del flujo durante horas de la mañana y en las estaciones más cercanas a la costa. Evidentemente, el modelo es sensible a las diferentes parametrizaciones de capa límite y el esquema local (GS) provee una representación horaria del viento a 10 m más realista. Sin embargo, las dos configuraciones del MM5v3 empleadas en este trabajo sobreestiman la magnitud del viento, con respecto a los valores observados. Factores como la subestimación del flujo de los alisios, a partir de los datos de reanálisis de ERA-Interim, una topografía menos realista y la complejidad del terreno, pueden contribuir a esta sobreestimación. En general, las características básicas de los perfiles verticales observados de temperatura y humedad específica, son capturadas adecuadamente por el modelo, con mayores diferencias entre los 910 hPa y 700 hPa. Estas diferencias entre observaciones y simulaciones en niveles bajos de la troposfera pueden ser causadas por errores en la representación de las condiciones atmosféricas cerca de la superficie. Para ambos días simulados, el viento zonal en la baja troposfera sopla desde la dirección este, coincidiendo con las observaciones.

5.2. Alcances

El estudio de la brisa marina y su influencia en las zonas costeras de nuestro país es de carácter limitado (Zarate 1978; Grandoso et al. 1982) y la autora de este trabajo desconoce la existencia de estudios similares sobre la influencia de las brisas del Pacífico en el régimen de precipitaciones del Valle Central de Costa Rica. Por lo tanto, comprender el ciclo diario de la brisa marina, mediante el análisis de diferentes variables atmosféricas

a partir de datos observacionales, y su interacción con el flujo sinóptico, es crucial para el entendimiento de procesos dinámicos en zonas tropicales.

Si bien los resultados obtenidos señalan presencia de circulaciones mar-tierra, en las estaciones ubicadas muy en el interior del Valle Central no se observa influencia de las brisas marinas del Pacífico Central, lo que sugiere que el transporte de humedad asociado con este mecanismo hasta el interior del valle no se presenta y que la precipitación en regiones de mayor altitud está asociada probablemente al gradiente térmico entre las laderas y el fondo del valle.

La evaluación del desempeño de modelos de predicción numérica, bajo diferentes parametrizaciones de cúmulos y capa límite, en la simulación de procesos de mesoescala como la brisa de mar en la costa Pacífica de nuestro país no se había realizado hasta el momento. Se mostró que la parametrización KFGS tuvo un mejor desempeño en los resultados, pese a ser GrMRF la utilizada como experimento de control, debido a su uso en los estudios previos que han sido llevados a cabo en la región. Las diferencias observadas muestran la importancia de la realización de nuevos experimentos, bajo diferentes configuraciones, para la precisión y evaluación del modelo en el estudio de circulaciones de mesoescala como las brisas marinas. Además, el trabajo es una contribución significativa para conocer con más detalle el funcionamiento de modelos regionales en América Central.

5.3. Recomendaciones

En este trabajo se desarrolló el análisis observacional de variables meteorológicas como la precipitación y el viento, para comprender el ciclo diurno de la brisa marina en la región Pacífico Central de Costa Rica. Aumentar la red de estaciones en superficie y los instrumentos de medición, las regiones de cobertura y la calidad de las observaciones supondría una oportunidad para mejorar el entendimiento de los mecanismos físicos que actúan en los distintos procesos estudiados. Las muestras de datos en altura son de

gran importancia para el estudio de la estructura vertical y variabilidad temporal de la atmósfera; el lanzamiento de globos meteorológicos desde diferentes puntos del país y la recopilación de datos de alta calidad ayudarían a crear una base de datos en altura que tendría un impacto positivo en las investigaciones regionales.

Con respecto a las simulaciones realizadas, se sugiere evaluar diferentes parametrizaciones físicas y determinar las que mejor se desempeñan en eventos de brisa marina, con el fin de tener un análisis más robusto. Es necesario incrementar la resolución vertical y horizontal en busca de un mejoramiento de la correspondencia entre el viento y la temperatura simulados con las observaciones, principalmente en áreas con terrenos complejos. Las condiciones iniciales y de contorno son muy importantes para el desempeño del modelo, se podría explorar la sensibilidad de éste al cambio de condiciones con resolución más fina. Las características locales de superficie como la topografía y la cobertura vegetal influyen sobre la temperatura del aire. Por tanto, tener un mejor ajuste de la parametrización suelo-superficie podría mejorar las simulaciones y las condiciones atmosféricas cercanas a la superficie. Las diferencias de altitud que existen entre las estaciones y los puntos de rejilla más cercanos en el modelo, pueden generar errores en la evaluación del modelo. Para disminuir el impacto de estos errores se deben evaluar y comparar diferentes métodos de interpolación de datos, con el fin de determinar cuál de ellos muestra una representación más acorde con la realidad. Sería importante, además, realizar simulaciones similares con otros modelos de mesoescala, como el WRF, que tienen nuevos esquemas de física, con el objetivo de comparar los resultados obtenidos. Finalmente, el sistema océano-atmósfera juega un papel importante en las circulaciones de brisa marina; la temperatura superficial del mar (TSM) es un factor determinante en este sistema, por lo que se sugiere la inclusión de datos de TSM de alta calidad en las condiciones de frontera del modelo de mesoescala.

Apéndice

Apéndice 1. Valores porcentuales de la precipitación

Se presenta una tabla con los porcentajes de precipitación y días con lluvia entre las 14 y 17 TSL para cada estación analizada.

#	Precipitación entre las 14 y 17 TSL (%)	Días con precipitación entre las 14 y 17 TSL (%)
1	34.09	35.11
2	49.46	39.20
3	47.84	42.61
4	46.45	39.75
5	58.65	44.49
6	60.93	42.22
7	64.33	39.78
8	79.68	50.49
9	63.59	42.6
10	67.01	38.90

Tabla A.1: Horas en las que se presenta el periodo lluvioso típico en cada una de las estaciones del perfil estudiado.

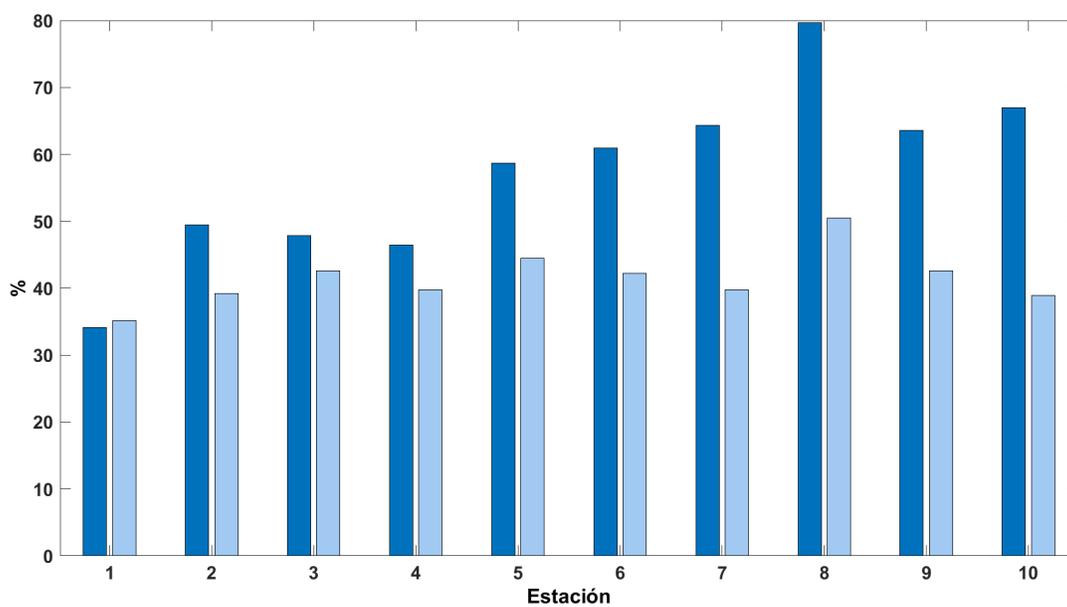


Figura A.1: Porcentajes de precipitación (barra azul) y días con precipitación (barra celeste) entre las 14 y 17 TSL para cada estación, durante todo el periodo analizado.

Bibliografía

- Alfaro, E., 2002: Some characteristics of the annual precipitation cycle in Central America and their relationships with its Surrounding Tropical Oceans. *Top. Meteor. Ocean.*, **9**(2), 88-103.
- Alfaro, E., 2014: Caracterización del Veranillo en dos cuencas de la vertiente del Pacífico de Costa Rica, América Central. *Revista Biología Tropical*, **62**(4), 1-15.
- Alfaro, E., 2002: Some characteristics of the annual precipitation cycle in Central America and their relationships with its Surrounding Tropical Oceans. *Top. Meteor. Ocean.*, **9**(2), 88-103.
- Alfaro, E., 2014: Caracterización del Veranillo en dos cuencas de la vertiente del Pacífico de Costa Rica, América Central. *Revista Biología Tropical*, **62**(4), 1-15.
- Alfaro, E., y J. Amador, 1996: El Niño-Oscilación del sur y algunas series de temperatura máxima y brillo solar en Costa Rica. *Top. Meteor. Ocean.*, **3**(1), 19-26.
- Alfaro, E., y J. Amador, 1997: Variabilidad y cambio climático en algunos parámetros sobre Costa Rica y su relación con fenómenos de escala sinóptica y planetaria. *Top. Meteor. Ocean.*, **4**(1), 51-62.
- Allen, R., L. S. Pereira, D. Raes, y M. Smith, 1998: Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56, 300 pp.

- Amador, J. A., 1998: A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Ocean.*, **5**, 91-102.
- Amador, J. A., 2008: The Intra-Americas Sea Low-level Jet, overview and future research. *Ann. NY. Acad. Sci.*, **1146**, 153-188.
- Amador, J. A, y E. Alfaro, 1996: La Oscilación Cuasi-bienal, ENOS y acoplamiento de algunos parámetros superficiales y estratosféricos sobre Costa Rica. *Top. Meteor. Ocean.*, **3**(1):45-53.
- Amador, J. A., y E. Alfaro, 2009: Métodos dinámicos y estadísticos de reducción de escala: Aplicaciones al tiempo, clima, variabilidad climática y cambio climático. *Revista Iberoamericana de Economía Ecológica*, **11**, 555-68.
- Amador, J. A., J. R. Chacón, y S. Laporte, 2003: Climate and climate variability in the Arenal Basin of Costa Rica. In *Climate and Water: Trans-boundary Challenges in the Americas*. H.F. Díaz and B. Morehouse, Editores. Kluwer Academic Publishers. Holland, 317-349 pp.
- Amador, J. A., E. Alfaro, O.G. Lizano, y V.O. Magaña, 2006: Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**, 101-142.
- Amador, J.A., E. Alfaro, E. Rivera, y B. Calderón, 2010: Climatic Features and Their Relationship with Tropical Cyclones Over the Intra-Americas Seas. En: *Hurricanes and Climate Change*. J.B Elsner et al. Ed., Vol. 2, New York, Springer, 149-173 pp.
- Amador, J.A., E. Rivera, A.M. Duran-Quesada, G. Mora, F. Sáenz, B. Calderón, y N. Mora, 2016a: The easternmost tropical Pacific. Part I: A climate review. *Rev. Biol. Trop.*, **64**(1), S1-S22.
- Amador, J.A., A.M. Duran-Quesada, E.R. Rivera, G. Mora, F. Sáenz, B. Calderón, y N. Mora, 2016b: The easternmost tropical Pacific. Part II: Seasonal and intraseasonal

modes of atmospheric variability. *Rev. Biol. Trop.*, **64**(1), S23-S57.

Astorga, Y., 2008: Décimo Tercer Informe Estado de la Nación en Desarrollo Humano Sostenible: Informe Final Recurso Aguas Superficiales y Subterráneas con énfasis en las principales cuencas hidrográficas, 39.

Atkinson, B.W., 1981: *Meso-Scale Atmospheric Circulations*. Academic Press, 496 pp.

Azorin-Molina, C., A. Sanchez-Lorenzo, y J. Calbo, 2009: A climatological study of sea breeze clouds in the southeast of the Iberian Peninsula (Spain). *Atmósfera*, **22**(1), 33–49.

Azorin-Molina, C., D. Chen, S. Tijmd, y M. Baldie, 2011: A multi-year study of sea breezes in a Mediterranean coastal site: Alicante (Spain). *Int. J. Climatol.*, **31**, 468–486.

Beven II, J. L., 2005: Tropical Cyclone Report (AL062004), Hurricane Frances, 25 August -8 September 2004. National Hurricane Center, 30 pp. https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL062004_Frances.pdf

Cahuich, M., I. Mariño-Tapia, y G. Gold-Bouchot, 2016: Variabilidad de los vientos en la Península de Yucatán: Contribuciones relativas de patrones sinópticos y locales (brisas marinas). *XXV Congreso Mexicano de Meteorología - Congreso Internacional de Meteorología*. Puerto Vallarta, Jalisco, México.

Carrasco-Díaz, M., A. Roque, O. Sánchez-Montante, y D. Rivas, 2011: Local Breeze Effects on the Wind Energy Generation in the Northern Coast of Cuba. *Wind Engineering*. **35**, 635-648.

Cetola, J.D., 1997: A climatology of the sea breeze at Cape Canaveral, Florida. M.S. Tesis, College of Arts and Sciences, The Florida State University, 56 pp.

- Cook, K., y E. Vizzy, 2010: Hidrodinámica de la corriente de nivel bajo del Caribe y su relación con la precipitación. *J. Climate*, **23**, 1477-1494.
- Damato, F., O. Planchon, y V. Dubreuil, 2003: A remote-sensing study of the inland penetration of sea-breeze fronts from the English Channel. *Weather*, **58**, 219-226.
- Dee, D. P., y Coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553-597.
- Deng, A., N. Seaman, y J. Kain, 2003: A shallow convection parametrization for mesoscale models. Part I: Submodel description and preliminary applications. *J. Atmos. Sci.*, **60**(1):34-56.
- Deng, A., D. R. Stauffer, J. R. Zielonka y G. K. Hunter, 2008: A Comparison of high-resolution mesoscale forecasts using MM5 and WRF-ARW. *9th WRF Users' Workshop*, June 23-27, Boulder, CO34-56.
- Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Dudhia, J., D. Gill, K. Manning, W. Wang, y C. Bruyere, 2005: PSU/NCAR Mesoscale modeling system. Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Durán-Quesada, A. M., Gimeno, L., Amador, J. A., y Nieto, R., 2010: Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique. *J. Geophys. Res.*, **115**(D05103).
- Fallas-Lopez, B., y E. J. Alfaro, 2012: Uso de herramientas estadísticas para la predicción estacional del campo de precipitación en América Central como apoyo a los Foros Climáticos Regionales. 1: Análisis de tablas de contingencia. *Revista de Climatología*, **12**, 61-80.

- Fernández, W., E. Chacón, y J. Melgarejo, 1996: On the rainfall distribution with altitude over Costa Rica. *Revista Geofísica*, (44), 55-72.
- Fernández, W., y P. Ramírez, 1991: El Niño, la Oscilación del Sur y sus efectos en Costa Rica: una revisión. *Tecnología en marcha*, **11**(1), 3-10.
- Garreaud, R.D., y J. M. Wallace, 1997: The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 3157-3171.
- Geyer, W. R., 1997: Influence of wind on dynamics and flushing of shallow estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **44**(6), 713-722.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, 662 pp.
- Grandoso, H., E. Zárate, y N. Vega, 1982: Análisis en escala sinóptica y mesoescala de un frente frío sobre América Central. Informe Semestral (julio-diciembre), Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Obras Públicas y Transportes. San José, Costa Rica.
- Grell, G., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Grell, G.A, J. Dudhia, y D.R. Stauffer, 1994: A description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note 398 + STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Hargreaves, G.H., 1981: Responding to tropical climates. The 1980-81 Food and Climate Review, The Food and Climate Forum, Aspen Institute for Humanistic Studies, Boulder, Colo., 29-32.
- Hastenrath, S. L., 1967: Rainfall distribution and Regime in Central America. *Archivfur Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B*, Band 15(3), 201-241.

- Hidalgo H.G., A.M. Durán-Quesada, J.A. Amador, y E.J. Alfaro, 2015: The Caribbean Low Level Jet, the Inter-tropical Convergence Zone and precipitation patterns in the Intra Americas Sea: A proposed dynamical mechanism. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, **97**(1), 41-59.
- Higgins, W., y Coautores, 2006: The NAME 2004 field campaign and modeling strategy. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 79–94.
- Holton, J.R., 2004: *An introduction to dynamics meteorology*. Elsevier Academic Press, 535 pp.
- Hong, S., y H. Pan, 1996: Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322–2339.
- IMN y MINAE, 2004: Resumen meteorológica. Boletín Meteorológico Mensual, 8, 1-25.
- INEC, 2012: X censo nacional de población y VI de vivienda 2011: Características sociales y demográficas. Tomo I. San José, Costa Rica, Instituto Nacional de Estadística y Censos.
- Kain, J. S., y J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Kalnay, E., y Coautores, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–472.
- Kaplan, D.M, J.L. Largier, S.A. Navarrete, R. Guíñez, y J. C. Castilla, 2003: Large diurnal temperature fluctuations in the nearshore water column. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **57**, 385–398.
- Liu, Y., y T. Warner, 2005: Comparison of the real time WRF and MM5 forecasts for the US army test ranges. *WRF/MM5 User's Workshop*.

- Magaña, V., J. A. Amador, y S. Medina, 1999: The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, **12**, 1577–1588.
- Maldonado, T., 2012: Regional Precipitation Study in Central America using WRF Model. M.S. Tesis, Universidad de Uppsala, 53 pp.
- Maldonado, T., y E. Alfaro, 2010: Comparación de las salidas del modelo MM5v3 con datos observados en la Isla del Coco, Costa Rica. *Tecnología en Marcha*, **23**(4), 3–28.
- Maldonado, T., E. Alfaro, B. Fallas, y L. Alvarado, 2013: Seasonal prediction of extreme precipitation events and frequency of rainy days over Costa Rica, Central America, using Canonical Correlation Analysis. *Advances in Geosciences*, **33**, 41-52.
- Maldonado, T., A. Rutgersson, E. Alfaro, J.A. Amador, y B. Claremar, 2016: Interannual variability of the midsummer drought in Central America and the connection with sea surface temperatures. *Adv. Geosci.*, **42**, 35-50.
- Maldonado, T., E. Alfaro, J. A. Amador, y A. Rutgersson, 2018: Regional precipitation estimations in Central America using the Weather Research and Forecast model. *Revista de biología tropical*, **66**(1), S231-S254.
- Mantua, J. M., y S.R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, **58**, 35–44.
- Mendizábal, T., 1973: Distribución de la precipitación con la altura. Lic. Tesis, Universidad de Costa Rica.
- Misra, V., L. Moeller, L. Stefanova, S. Chan, J. O'Brien, T. J. Smith III, y N. Plant, 2011: The influence of the Atlantic Warm Pool on the Panhandle Florida Sea Breeze. *J. Geophys. Res.*, **116**, 1-14.

- Mora, I., y J. A. Amador, 2000: El ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe. *Top. Meteorol. Oceanogr.*, **7**(1), 1-20.
- Muñoz, A. C., W. Fernández, J. A. Gutiérrez, y E. Zárate, 2002a: Distribución horaria de la magnitud del viento en Costa Rica. *Top. Meteorol. Oceanogr.*, **9**(1), 14-28.
- Muñoz, A. C., W. Fernández, J. A. Gutiérrez, y E. Zárate, 2002b: Variación estacional del viento en Costa Rica y su relación con los regímenes de lluvia. *Top. Meteorol. Oceanogr.*, **9**(1), 1-13.
- Muppa, S. K., V. K. Anandan, K. A. Kesarkar, S. B. Rao, y P. N. Reddy, 2012: Study on deep inland penetration of sea breeze over complex terrain in the tropics. *Atmos. Res.*, **104–105**, 209–216.
- Papanastasiou, D. K., D. Melas, y I. Lissaridis, 2010: Study of wind field under sea breeze conditions; an application of WRF model. *Atmos. Res.*, **98**, 102–117.
- Peña, M., y M. W. Douglas, 2002: Characteristics of wet and dry spells over the Pacific side of Central America during the rainy season. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 3054–3073.
- Pérez-Briceño, P. M., J. A. Amador-Astúa, E. J. Alfaro, 2017: Dos propuestas de clasificación climática para la vertiente Caribe costarricense según el sistema de Thornthwaite. *Revista de Climatología*, **17**, 1-16.
- Phan, T. T., y K. Manomaiphiboon, 2012: Observed and simulated sea breeze characteristics over Rayong coastal area, Thailand. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **116**, 95–111.
- Phadnis, M., F. Robe, A. Klausmann, J. Scire, 2003: Importance of the spatial resolution of sea-surface-temperature data in meteorological modeling. *Thirteenth PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop*.
- Planchon, O. F. Damato, V. Dubreuil, y P. Gouery, 2006: A method of identifying and locating sea breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. *Meteorol.*

Appl., **13**, 225–234.

- Pushpadas, D., P. Vethamony, K. Sudheesh, Smitha George, M.T. Babu y T.M. Balakrishnan Nair, 2010: Simulation of coastal winds along the central west coast of India using the MM5 mesoscale model. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **109**, 91–106.
- Rakesh, V., R. Singh, y P.C. Joshi, 2009: Intercomparison of the performance of MM5/WRF with and without satellite data assimilation in short-range forecast applications over the Indian region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **105**, 133–155.
- Ramírez, P., 1976: Cálculo de la Evaporación y la Evapotranspiración en Costa Rica. Lic. Tesis, Universidad de Costa Rica.
- Ramírez, P., 1983: Estudio meteorológico de los veranillos en Costa Rica. Nota de investigación #5. San José, C.R. Instituto Meteorológico Nacional y Ministerio de Agricultura y Ganadería.
- Reddy, T.V.R, S.K. Mehta, A. Ananthavel, S. Ali, V. Annamalai y D.N. Rao, 2020: Seasonal characteristics of sea breeze and thermal internal boundary layer over India east coast region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 1-16.
- Rivera, E.R., y J.A. Amador, 2008: Predicción Estacional del Clima en Centroamérica mediante la reducción de escala dinámica. Parte I: Evaluación de los Modelos de Circulación General CCM3.6 y ECHAM4.5. *Rev. de Mate. Teor. Aplic.*, **15**(2), 131-173.
- Rivera, E.R., y J.A. Amador, 2009: Predicción estacional del clima en Centroamérica mediante la reducción de escala dinámica. Parte II: Aplicación del modelo MM5v3. *Rev. Mate. Teor. Aplic.*, **16**(1), 76-104.
- Sáenz, F., 2014: El ciclo diario de la precipitación en el Caribe de Costa Rica: observaciones y simulaciones con un modelo dinámico regional. Lic. Tesis, Universidad de Costa Rica.

- Sáenz, F., y J.A. Amador, 2016: Características del ciclo diurno de la precipitación en el Caribe de Costa Rica. *Revista de Climatología*, **16**, 21-34.
- Shafran, P.C., Seaman, N.L., y G.A., Gayno, 2000: Evaluation of numerical predictions of boundary layer structure during the Lake Michigan Ozone Study. *J. Appl. Meteor*, **39**, 412–426.
- Shuttleworth, W.J., 2012: *Terrestrial Hydrometeorology*. John Wiley & Sons, 472 pp.
- Silva, Y., 2000: Descripción del modelo de meso-escala PSU/NCAR MM5. Primer seminario de modelaje numérico, oceánico, atmosférico, hidrológico y biológico, 16 de agosto de 2000, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.
- Singh A, R.P. Singh, P.V.S. Raju y R. Bhatla, 2011. The Impact of Three Different Cumulus Parameterization Schemes on the Indian Summer Monsoon Circulation. *International Journal of Ocean and Climate Systems*, **2**(1), 27-43.
- Simpson, J. E., 1994: *Sea Breeze and Local Winds*. Cambridge University Press, 234 pp.
- Smith, J. R., H. E. Fuelberg, y A. I. Watson, 2005: Warm season lightning distributions over the northern Gulf of Mexico coast and their relation to synoptic-scale and mesoscale environments. *Wea. Forecasting*, **20**, 415–438.
- Srinivas, C.V., R. Venkatesan, K. M. Somayaji, y A. Bagavath Singh, 2006: A numerical study of sea breeze circulation observed at a tropical site Kalpakkam on the east coast of India, under different synoptic flow situations. *J. Earth Syst. Sci.*, **115**(5), 557-574.
- Srinivas, C.V., R. Venkatesan, y A. Bagavath Singh, 2007: Sensitivity of mesoscale simulations of land-sea breeze to boundary layer turbulence parameterization. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **41**(12), 2534-2548.

- Steele, C. J., S. R. Dorling, R. von Glasow, y J. Bacon, 2013: Idealized WRF model sensitivity simulations of sea breeze types and their effects on offshore windfields. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 443–461.
- Thornthwaite, C.W., 1948: An approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, **38**(1), 55-94.
- Vargas, C., y Coauthors, 2011: Informe Final. Análisis de vulnerabilidad de la Infraestructura al Cambio Climático. Sistema de Recolección, Tratamiento y Disposición de Aguas Residuales. Ciudad de Limón, Costa Rica, 123 pp.
- Warner, T. T., B. E. Mapes, y M. Xu, 2003: Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part II: Model simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 813–82.
- Währn, J., 2001: Launch of the RS90-AG Radiosonde. *Visala News*, **155**, 28-31.
- Westerberg, I., A. Walther, J. L. Guerrero, Z. Coello, S. Halldin, C. Y. Xu, D. Chen, y L. C. Lundin, 2010: Precipitation data in a mountainous catchment in Honduras: quality assessment and spatiotemporal characteristics, *J. Theor. Appl. Clim.*, **101**, 381-396.
- Wilmot, C. - S. M, B. Rappengluck, X. Li, y G. Cuchiara, 2014: MM5 v3.6.1 and WRF v3.2.1 model comparison of standard and surface energy variables in the development of the planetary boundary layer. *Geosci. Model. Dev.*, **7**, 2693–2707.
- Woodson, C.B., y Coautores, 2007: Local diurnal upwelling driven by sea breezes in northern Monterey Bay. *Cont. Shelf. Res.*, **27**(18), 2289–2302.
- Zárate, E., 1978: Comportamiento del viento en Costa Rica. Nota de investigación #2. San José, C.R. Instituto Meteorológico Nacional.
- Zárate, E., 1981: Regímenes de lluvia y vientos en Limón, Costa Rica. Informe Semestral, enero a junio 1981. Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Obras Públicas y

Transportes. San José, Costa Rica. 53-64.

Zhong, S. Y., H. J. In, y C. Clements, 2007: Impact of turbulence, land surface, and radiation parameterizations on simulated boundary layer properties in a coastal environment. *J. Geophys. Res.*, **112**, 1-14.

Zielonka, J. R., B. J. Gaudet, N. L. Seaman, D.R. Stauffer, A. Deng y G.K. Hunter, 2008: WRF and MM5 Realtime Systems: Statistical comparisons using the Model Evaluation Toolkit (MET). *9th Annual User's Workshop*, Boulder, Co.