

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
SISTEMA DE ESTUDOS DE POSGRADO

REDUCCIÓN DE ESCALA DINÁMICA CON EL MODELO
DE CLIMA REGIONAL REGCM4.5 APLICADA A LA
REGIÓN CENTROAMERICANA Y MARES ALEDAÑOS

Tesis sometida a la consideración de la Comisión del Programa de
Estudios de Posgrado en Ciencias de la Atmósfera para optar al
grado y título de Maestría Académica en Ciencias de la Atmósfera

FERNÁN SÁENZ SOTO

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio, Costa Rica

2017

Para Sofía y Ema

“Esta tesis fue aprobada por la Comisión del Programa de de Estudios de Posgrado en Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Costa Rica, como requisito parcial para optar al grado y título de Maestría Académica en Ciencias de la Atmósfera.”

Dr. Hugo Hidalgo León
**Representante del Decano
Sistema de Estudios de Posgrado**

Dr. Jorge A. Amador Astúa
Director de Tesis

Dr. Erick Rivera Fernández
Asesor

Dr. Eric Alfaro Martínez
Asesor

Dra. Ana María Durán Quesada
Directora
Programa de Estudios de Posgrado en Ciencias de la Atmósfera

Fernán Sáenz Soto.
Candidato

Tabla de Contenido

Dedicatoria	ii
Hoja de Aprobación	iii
Tabla de Contenido	iv
Resumen	vii
Lista de Figuras	viii
Lista de Cuadros	ix
Lista de Abreviaturas	x
1 Aspectos introductorios	1
1.1 Introducción	1
1.1.1 Ciclo diario de la precipitación	3
1.1.2 Antecedentes: Estudios observacionales en la vertiente Caribe de Costa Rica	4
1.1.3 Antecedentes: Estudios con modelos regionales	6
1.2 Alcances del estudio	8
1.3 Motivación	9
1.4 Objetivos	10
1.4.1 Objetivo general	10
1.4.2 Objetivos específicos	10
2 Marco Teórico	12
2.1 Elementos del clima regional	12
2.2 Modelos del clima	13
2.2.1 Ecuaciones primitivas	13
2.2.2 Modelos regionales	16
2.2.3 Parametrizaciones de procesos físicos	17
Parametrización de la convección	18

2.3	Modelo RegCM4.5	20
2.3.1	Parametrización de Cúmulos en RegCM4.5	22
	Esquema de Grell	22
	Esquema de Kain-Fritsch	23
3	Datos y Métodos	28
3.1	Simulación	28
3.1.1	Balance de radiación	28
3.1.2	Capa límite planetaria	29
3.1.3	Microfísica	29
3.1.4	Superficie terrestre	29
3.1.5	Flujos oceánicos	30
3.1.6	Dominio de simulación	30
3.1.7	Condiciones de inicio y contorno	30
3.2	Datos	32
3.3	Métodos de evaluación	35
3.3.1	Construcción de series de tiempo simuladas	36
3.3.2	Análisis espectral	37
3.3.3	Importancia relativa del ciclo diurno	37
3.3.4	Cálculo de la distribución horaria media	37
3.3.5	Análisis armónico	38
3.3.6	Reconstrucción de series usando pocos armónicos	38
3.3.7	Comparación de observaciones contra simulaciones	39
4	Resultados	40
4.1	Importancia relativa del ciclo diurno en el espectro de las oscilaciones atmosféricas	40
4.2	Distribución media horaria y análisis armónico	44
4.2.1	Primer armónico	44
4.2.2	Segundo armónico	46
4.2.3	Tercer armónico	48
4.3	Discusión	52
4.4	Conclusiones	55
4.5	Trabajo futuro	56
	Referencias	57

A	Campo de viento simulado y su comparación con observaciones	67
A.1	Viento en superficie	67

Resumen

En este trabajo se estudia la sensibilidad de la representación del ciclo diurno de la precipitación en la vertiente Caribe de Costa Rica, simulado por el modelo climático regional RegCM4.5, a los cambios en el método para representar la convección. Los métodos para simular los procesos convectivos utilizados en este trabajo son los de Grell (G) y Kain-Fritsch (KF), que difieren en su complejidad y en sus mecanismos de activación. Se presentan los resultados de 4 experimentos de reducción dinámica de escala aprovechando una opción de configuración implementada en el modelo: la posibilidad de utilizar un esquema sobre los puntos de rejilla que representan la tierra firme y otro en los puntos sobre el océano. El dominio espacial de los experimentos comprende América Central y sus mares aledaños. El espaciado de los puntos de rejilla es 25 km. Para la fase de evaluación se cuenta con 20 series de tiempo, con resolución horaria para el periodo 2006-2011, registradas por estaciones automáticas. Durante el proceso de evaluación, las series simuladas son analizadas de la misma forma que las observadas. Primero, mediante el análisis espectral se evalúa la capacidad del modelo para reproducir la importancia relativa de ciclo diurno con respecto a otros modos de variabilidad presentes en las series enteras. Después, se aplica el análisis a las distribuciones medias horarias de precipitación y se filtran estas distribuciones. Se investiga la importancia relativa de cada uno de los armónicos usados, así como la capacidad de cada experimento para reproducir las características observadas. De las observaciones, se determina que existe un patrón espacial en la importancia relativa del ciclo diurno. El Experimento con Grell sobre todo el dominio captura mejor este patrón. En general, las series simuladas presentan mucha más energía en ciclo diurno que las observadas. Debido a lo anterior y al cálculo del error cuadrático medio que se comete en cada experimento al reproducir las distribuciones medias horarias de precipitación, se concluye que el experimento recién mencionado cuenta con la mejor configuración para reproducir las características observadas del ciclo diurno de la precipitación en la vertiente Caribe de Costa Rica.

Lista de Figuras

3.1	Dominio de ejecución. Topografía del modelo RegCM4.5.	31
3.2	Dominio de ejecución de la simulación de entrada	32
3.3	Ubicación y proveedor de las estaciones automáticas usadas.	33
4.1	Espectro de frecuencias de la serie de tiempo de la Estación 1.	42
4.2	Espectro de frecuencias de la serie de tiempo de la Estación 15.	43
4.3	Distribución horaria de precipitación.	45
4.4	Primer armónico de la distribución horaria de precipitación.	47
4.5	Primer y segundo armónico de la distribución horaria de precipitación.	49
4.6	Primer, segundo y tercer armónico de la distribución horaria de precipitación.	51
A.1	Sesgos del campo medio de viento superficial	68

Lista de Cuadros

3.1	Opciones elegidas de configuración para el modelo RegCM4.5	31
3.2	Ubicación de las estaciones automáticas e información sobre datos usados en este estudio	35
4.1	Jerarquía del ciclo diurno.	41
4.2	Correlación de Spearman entre la distancia a la costa de la estación y el porcentaje de la varianza atribuido al ciclo diurno.	41
4.3	Primer armónico de la distribución horaria media de precipitación. . .	46
4.4	Segundo armónico de la distribución horaria media de precipitación. .	48
4.5	Tercer armónico de la distribución horaria media de precipitación. . .	50

Lista de Abreviaturas

BATS	B iosphere A tmosphere T ransfer S cheme
CAPE	C onvective A vailable P otential E nergy
CCBNC	C orriente (en) C horro (en) B ajo N ivel (del) C aribe
CCM3	C ommunity C limate M odel version 3
CIGEFI	C entro (de) I nvestigaciones G eo F ísicas
CIN	C onvective I nhibition
CMIP5	C oupled M odel I ntercomparison P roject Phase 5
Corbana	C orporación B ananera N acional
CORDEX	C oordinated R egional D ownscaling E xperiment
CRU	C limate R esearch U nit
ECHAM	E CMWF model H amburg version
ECMWF	E uropean C enter (for) M edium range W eather F orecast
ENOS	E l N iño O scilación (del) S ur
ICE	I nstituto C ostarricense (de) E lectricidad
IMN	I nstituto M eteorológico N acional
LFC	L evel (of) F ree C onvection
MM5v3	P enn State M esoscale M odel version 3
NCAR	N ational C enter (for) A tmospheric R esearch
NCEP	N ational C enter (for) E nvironmental P rediction
NCL	N CAR C ommand L anguage
PRECIS	P roviding R egional C limate I mpact S tudies
RCA	R ossby C enter regional A tmospheric model
RegCM	R egional C limate M odel
RMSE	R oot M ean S quared E rror
SUBEX	S ubgrid E xplicit M oisture S cheme
TSM	T emperatura S uperficial (del) M ar
UCAR	U niversity C orporation (for) A tmospheric R esearch
WRFv3	W eather R esearch (and) F orecast
ZCIT	Z ona (de) C onvergencia I nter T ropical

Capítulo 1

Aspectos introductorios

1.1 Introducción

La precipitación es una de las variables climáticas más estudiadas, probablemente porque las implicaciones de sus características trascienden lo científico e impactan el ámbito socio-económico (Alfaro y Pérez-Briceño 2014, por ejemplo). En las zonas tropicales, donde la variabilidad estacional de la temperatura no es tan marcada como lo es en latitudes medias, la precipitación es la variable climática más trascendente (Peel et al. 2007, por ejemplo). La disponibilidad de agua fresca para las diferentes actividades humanas está modulada por la precipitación, no solamente los acumulados totales, sino su variabilidad y sus características. La frecuencia, duración media, ciclo anual y diurno son algunas de las características usadas para describir la precipitación en diferentes lugares. El ciclo diurno de la precipitación ha sido menos estudiado que otras características; sin embargo, recientemente ha recibido atención y se ha reconocido como un elemento importante dentro de la variabilidad climática (Dai y Trenberth 2004, Dai et al. 2007, Kikuchi y Wang 2008, Biasutti et al. 2012, Covey et al. 2016, Trenberth et al. 2017, por ejemplo).

La principal importancia de caracterizar el ciclo diurno medio de una región es que este determina la hora del día en la que los acumulados máximos ocurren con mayor frecuencia. La hora en la que se da un evento de precipitación determina su impacto en el balance hídrico local. Por ejemplo, si en determinado sitio tropical en un día cualquiera, se da un evento aislado de precipitación con una magnitud de P mm durante la mañana, es probable que una mayor proporción de P se pierda por evaporación que si el mismo evento ocurre al final de la tarde, cuando ya los máximos de temperatura han pasado. De esta forma la hora del evento impacta la escorrentía y el almacenamiento del agua llovida en dicho evento y por ende, la cantidad de agua que podría ser utilizada para actividades humanas.

Las características climáticas de la precipitación en Costa Rica han sido estudiadas, principalmente, a partir de observaciones tomadas por estaciones meteorológicas mecánicas y automáticas, en escalas temporales mensuales o mayores. Desde el punto de vista hidrográfico, el país está dividido en 2 vertientes: Caribe y Pacífico. Estas vertientes son definidas a partir de un eje montañoso que atraviesa el territorio

de noroeste a sureste y determina el impacto que los alisios tienen en el clima regional. La vertiente Caribe se encuentra a barlovento de los alisios y tiende a ser más húmeda, mientras que la Pacífica está a sotavento y es seca en comparación con la Caribe. La diferencia entre estas vertientes en los regímenes anuales de precipitación ha sido reportada en varios trabajos (Waylen et al. 1996, Muñoz et al. 2002, Alfaro 2002, Hidalgo et al. 2017) y responde, en gran medida, a la interacción de los alisios con la topografía. Un trabajo reciente con datos derivados de sensores remotos a bordo de satélites, determinó que las diferencias en los regímenes de precipitación de ambas vertientes también son observadas en este tipo de datos, tanto en escala anual como diurna (Rapp et al. 2014). Otro detalle en el que ambas vertientes difieren es la estacionalidad, que es una medida de la variabilidad intra anual. De acuerdo a Rojas (2012) en la vertiente Caribe la precipitación es más persistente a lo largo del año que en la vertiente Pacífica, donde el comportamiento es más estacional.

La vertiente Caribe de Costa Rica ha sido dividida en varias regiones climáticas de acuerdo a su precipitación anual y temperatura media, según los resultados de algunos trabajos en los que se ha aplicado algún método de caracterización climática a la región (Herrera 1985, Solano y Villalobos 1999, Amador et al. 2013, Pérez-Briceño et al. 2017). Aunque los resultados de estos trabajos difieren en detalles, algunos patrones son constantes a través de ellos. Las llanuras alejadas de la costa, en el extremo noroeste de la vertiente, tienden a ser más secas que el resto de la vertiente y su ciclo anual de precipitación es similar al correspondiente en la vertiente Pacífico. Las zonas altas y de altitud media son más lluviosas que las zonas bajas. En la zona costera, existe un gradiente sur-norte en los acumulados anuales de precipitación.

Los modelos computacionales del tiempo y el clima son una herramienta de gran utilidad para estudiar los mecanismos físicos determinantes en la definición del clima. Estos modelos son un conjunto de algoritmos basados en la física que modula el movimiento y la termodinámica de la atmósfera. Para ser funcionales, estos modelos deben ser calibrados, optimizados y su incertidumbre caracterizada. Para esto son necesarios los estudios de sensibilidad a cambios en los algoritmos y la evaluación sistemática, con observaciones, de los resultados de las simulaciones realizadas con los modelos.

En este trabajo se presentan los resultados de una evaluación de la capacidad del modelo RegCM4 (Giorgi et al. 2012, Regional Climate Model versión 4), de simular las estadísticas observadas del ciclo diurno de la precipitación en la vertiente Caribe de Costa Rica y la sensibilidad de los resultados de las simulaciones a algunos cambios en los algoritmos del modelo. En el capítulo 1 se introducen los conceptos

básicos del ciclo diurno, se hace referencia a algunos trabajos basados en observaciones en superficie o remotas, que han estudiado el ciclo diurno en la región de interés, se mencionan algunos trabajos en los que se han evaluado modelos físicos en la región centroamericana y se presentan los alcances, la motivación y los objetivos del este estudio. En el capítulo 2 se desarrollan los aspectos teóricos del clima regional, el modelado físico del clima regional y del modelo RegCM4. En el capítulo 3 se describen los detalles de la configuración del modelo usada en las simulaciones producidas para este trabajo, se detallan las características de las observaciones y los métodos usados para la evaluación de los resultados del modelo. En el capítulo 4 se presentan y se discuten los resultados, las conclusiones y se proyecta el trabajo en este tema. En la Lista 1 se listan las abreviaturas usadas en este trabajo.

1.1.1 Ciclo diurno de la precipitación

En las ciencias del clima y la física atmosférica, la variabilidad de un determinado parámetro meteorológico, que ocurre en periodos de 24 horas, es conocida como el ciclo diurno. En regiones tropicales y subtropicales, donde la radiación solar tiene un marcado ciclo diurno producto de las características de la rotación terrestre, es de esperar que otras variables respondan a este forzamiento presentando un ciclo diurno. Por ejemplo, Dai y Deser (1999) reportan un ciclo diurno en los patrones globales de convergencia y divergencia. No obstante, al ser el sistema climático altamente complejo, las respuestas a los mecanismos forzantes son moduladas por interacciones no lineales y no son necesariamente coherentes con la radiación.

Una de las variables en las que la complejidad se hace más notoria es la precipitación. El mecanismo básico en la producción de precipitación es relativamente sencillo si los procesos son adiabáticos: si una parcela de aire húmedo se eleva en la atmósfera, la caída en la presión ambiental aumenta el volumen de la parcela, esta se enfría, su carga de humedad se condensa y cae debido a la gravedad. Sin embargo, los procesos que modulan la disponibilidad de humedad en la capa límite y su transporte a los niveles donde se da la condensación son altamente complejos; así como los procesos microfísicos que modulan la formación de condensados estables suficientemente pesados para contrarrestar las corrientes ascendentes.

A pesar de esta complejidad, que surge de la interacción de muchos procesos físicos que ocurren en escalas de movimiento que van desde escalas microscópicas hasta planetarias, existe evidencia abundante y sólida que prueba la existencia del ciclo diurno de la precipitación, por ejemplo: Gray y Jacobson (1977), Hendon y Woodberry (1993), Chen y Houze (1997), Nesbitt y Zipser (2003), Dai et al. (2007) y Kikuchi

y Wang (2008), entre otros. Más aún, se ha reportado la influencia de modos de variabilidad estacionales e interanuales, como ENOS (El Niño-Oscilación del Sur), en el ciclo diario de la precipitación en ciertas regiones tropicales (Qian et al. 2012). El análisis del ciclo diario de la precipitación es fundamental para entender las características de esta variable, además de una métrica valiosa para evaluar la habilidad de los modelos dinámicos para simular las características de la precipitación (Trenberth et al. 2003).

Las características del ciclo diario de la precipitación dependen principalmente del tipo de superficie (tierra firme o agua), la topografía y de la latitud (zonas tropicales o extra tropicales) en las que se estudie. El trabajo de Kikuchi y Wang (2008) reporta tres patrones de ciclo diario en regiones tropicales: continental (máximos en las tardes), oceánico (máximos en las mañanas) y costeros, que presentan características híbridas. Para regiones extratropicales, Dai (1999) describe como el ciclo diario de la precipitación sobre los Estados Unidos de América varía de acuerdo con la posición con respecto a las principales cadenas montañosas.

Este trabajo es una continuación del realizado por Sáenz (2014); en él se describe el ciclo diario de la precipitación y su variabilidad estacional en la vertiente Caribe de Costa Rica. En dicho trabajo se determinó que existe una gran variabilidad espacial y estacional del ciclo diario de la precipitación: en las estaciones ubicadas en zonas alejadas de la costa el ciclo diario presenta características continentales (Kikuchi y Wang 2008) durante la estación lluviosa, mientras que en zonas costeras se observan los 3 tipos de Kikuchi y Wang (2008) aparecer en diferentes meses. Por ejemplo, la estación ubicada en el Aeropuerto Internacional de Limón presenta un ciclo diario oceánico durante el mes de julio mientras que durante octubre se observa el tipo continental.

1.1.2 Antecedentes: Estudios observacionales en la vertiente Caribe de Costa Rica

El ciclo diario de la precipitación sobre el territorio que abarca la República de Costa Rica ha sido relativamente poco estudiado, así como no lo han sido los mecanismos que lo modulan y sus interacciones con otros elementos del clima regional. No obstante, algunos trabajos lo han estudiado a partir de observaciones *in situ* para algunas regiones en particular y, más recientemente, para todo el territorio, pero en este caso a partir de observaciones con sensores remotos a bordo de satélites. Más adelante se hace referencia a los problemas derivados de estudiar el ciclo diario a

partir de este último tipo de observaciones.

El primer trabajo en reportar estudios de la variabilidad diurna en la vertiente Caribe de Costa Rica se atribuye a Zárate (1981). Este trabajo describe los regímenes diurnos de precipitación y viento, así como su relación en el cantón central de Limón. El autor propone que un aumento en la frecuencia de vientos del oeste en la zona costera se relaciona con un aumento en las precipitaciones. Argumenta que la convergencia entre el flujo del oeste y los alisios (Giambelluca 2005) es el mecanismo generador del aumento en los acumulados de precipitación.

El trabajo de Chacón y Fernández (1985) reporta el ciclo diurno de la precipitación en algunas estaciones emplazadas en la zona montañosa de la cuenca del río Reventazón, ver Figura 1 de Sáenz (2014), tomada con permiso de los autores. Este trabajo concluye que para la temporada de diciembre a abril, los máximos de precipitación ocurren generalmente durante la noche y primeras horas de la mañana, en las regiones de altitud media expuestas al flujo medio del noreste (alisios). Mientras que en la temporada de mayo a noviembre, los máximos se dan durante las tardes.

Las variaciones del ciclo diurno de la precipitación, con la altura y la temporada, a lo largo de un perfil topográfico desde el Pacífico hasta el Caribe costarricense son descritas por Fernández et al. (1996). Dicho trabajo concluye que en las zonas bajas de la vertiente Caribe no se observa un ciclo diurno definido, pero que los acumulados de precipitación son mayores en las mañanas y en las noches. En zonas de altitud media y mayor de la vertiente Caribe, los máximos de precipitación se dan en las tardes.

El trabajo de Biasutti et al. (2012) estudia el ciclo diurno de la precipitación en los trópicos, usando observaciones tomadas por sensores a bordo de satélites. Este trabajo reporta dos máximos diurnos, uno entre las 4 y las 7 horas, y otro entre las 16 y las 19 (hora local). El primer máximo se da en la zona costera de Limón y se propaga hacia tierra desde el mar, debido a la convergencia de brisas de tierra inducida, posiblemente, por la concavidad de la costa. El segundo máximo se da en zonas más alejadas de la costa y es coherente con el ciclo diurno de calentamiento local.

Los trabajos de Sáenz (2014) y Sáenz y Amador (2016) presentan una caracterización de la variabilidad espacio-temporal del ciclo diurno de la precipitación y el viento en la vertiente Caribe de Costa Rica. En ellos se concluye que el ciclo diurno de la precipitación en esta zona presenta una gran variabilidad espacial y estacional, siendo las interacciones de los sistemas de viento locales con los alisios un ingrediente primordial para generar esta variabilidad, aunque hace falta explorar esta posibilidad.

La propagación de sistemas convectivos de mesoescala desde el mar Caribe debe ser más estudiada para alcanzar una mejor comprensión de la fenomenología local. El trabajo de Rapp et al. (2014) ha sido una contribución importante en esa dirección.

1.1.3 Antecedentes: Estudios con modelos regionales

Los modelos dinámicos del clima son usados generalmente con dos propósitos: el estudio de procesos dinámicos y/o físicos de importancia para el clima y el pronóstico o proyección del clima futuro. El proceso de restringir el dominio geográfico de un modelo a un área limitada usando como condiciones de inicio y frontera, resultados de simulaciones con un modelo global (o un análisis de observaciones) con menor resolución espacio-temporal (mayor distancia entre puntos de rejilla), es conocido como reducción de escala dinámica (Castro et al. 2005, Hong y Kanamitsu 2014). Este procedimiento es usado para refinar tanto espacial como temporalmente los resultados de las simulaciones con menor resolución, mediante el uso de un modelo con un ancho de rejilla y un salto temporal adecuados para resolver mejor algunos detalles de importancia para el clima regional, como las interacciones con topografía compleja, el uso del suelo, líneas costeras y las circulaciones de mesoescala.

En el Centro de Investigaciones Geofísicas de la Universidad de Costa Rica (CIGEFI) se ha desarrollado una línea de investigación en reducción de escala dinámica con varios fines. Algunos trabajos han sido de corte académico (Rivera y Amador 2008; 2009, Amador y Alfaro 2009, Maldonado y Alfaro 2010, Maldonado 2012, Sáenz 2014) y otros han sido investigación contratada por instituciones ligadas al sector productivo (Amador et al. 2013).

Estos trabajos permitieron evaluar el uso de distintos datos de entrada y distintos modelos regionales, cuya configuración fue variada para medir la sensibilidad del modelo a estos datos, entre otros aspectos. Dado que la capacidad computacional del CIGEFI, cuando se realizaron estos estudios, no era óptima para realizar estudios de sensibilidad para periodos extensos, las simulaciones analizadas se enfocaron en algunos casos específicos de uno o dos meses de duración. El estudio de Rivera y Amador (2009) aplicó la reducción de escala a las salidas del modelo global ECHAM4.5 (Roeckner et al. 1996), cuyo espaciado entre puntos es de 2.8 grados, haciendo uso del modelo MM5v3 (Grell et al. 1994) con un espaciado de puntos final de 30 km para el mes de enero del 2000, con el fin de evaluar la sensibilidad a cambios en el esquema usado para parametrizar la convección. En el contexto de varias campañas de campo a la Isla de Coco, Maldonado y Alfaro (2010) se evaluó una reducción con el modelo MM5v3 a las salidas del modelo global GFS (EMC

2003). El espaciado entre puntos del modelo MM5v3 fue de 3.3 km y se hicieron 3 simulaciones de 48 horas cada una. En dicho trabajo se compararon los resultados con observaciones tomadas por estaciones automáticas ubicadas en la Isla del Coco durante las campañas. El trabajo de Maldonado (2012) también evaluó sensibilidad a cambios en la parametrización de la convección; la reducción también se hizo a los datos del análisis de observaciones de NCEP-NCAR (Kalnay et al. 1996), como condiciones de frontera para el modelo WRFv3 (Skamarock et al. 2008). En este caso se logró alcanzar un espaciado entre puntos de 3.3 km y se analizó un conjunto de simulaciones para dos meses (enero del 2000 y setiembre del 2007).

En el trabajo de Sáenz (2014) se evaluó un conjunto de simulaciones con el modelo MM5v3 (Grell et al. 1994) para aplicaciones relacionadas con el pronóstico del tiempo. En dicho trabajo se usaron las mismas series de tiempo horarias que se usan en el presente estudio. Las métricas de la evaluación fueron el cálculo de errores cuadráticos medios, porcentaje de falsos positivos, falsos negativos, etc. Los resultados determinaron que el modelo MM5v3 no representa adecuadamente las observaciones en escalas horarias.

Más allá de los trabajos elaborados en la Universidad de Costa Rica, existen relativamente pocos trabajos con modelos regionales enfocados en la región centroamericana y sus mares adenaños. Hernandez et al. (2006) utilizaron el modelo MM5v3 para simular el clima regional del año 1997, su trabajo reporta una representación aceptable de varios parámetros al comparar con datos de estaciones; las principales discrepancias entre el modelo y las observaciones fueron atribuidas a una representación deficiente de los flujos superficiales.

Aunque el foco de atención del trabajo es el mar Caribe, Martínez-Castro et al. (2006) dedicaron parte de su trabajo a la región centroamericana. En dicho trabajo se determinó que la precipitación y la temperatura durante el verano de 1993, simuladas con el modelo RegCM3 (Elguindi et al. 2004), presentan una marcada sensibilidad a las parametrizaciones de convección y flujos superficiales, así como a la resolución y el tamaño del dominio.

Karmalkar et al. (2008) usaron el modelo PRECIS (Jones et al. 2004b) configurado con un espaciado entre puntos de 25 km para simular el clima centroamericano de 1961 a 1990. Su evaluación sobre Costa Rica para el invierno boreal determinó sesgos negativos en la precipitación y la temperatura al comparar estas variables con su contraparte en los datos descritos por (Mitchell et al. 2004).

Integrando el modelo RCA (Jones et al. 2004a) desde 1979 hasta 2005 con un ancho de rejilla de 0.33 grados, Tourigny y Jones (2009) determinaron que este representa

correctamente la variabilidad asociada al fenómeno ENOS en la región, sin embargo el modelo no representa correctamente otras características estacionales del clima regional como el veranillo.

El trabajo de Diro et al. (2012) es pionero en la componente local de CORDEX (Giorgi et al. 2009, Coordinated Regional climate Downscaling Experiment), en el uso del modelo RegCM4 (Giorgi et al. 2012) en la región y en la aplicación de esquemas mixtos para parametrizar la convección. Dicho trabajo determinó que el modelo tiene un sesgo negativo en la simulación de la temperatura, no representa adecuadamente la ubicación de la corriente en chorro de bajo nivel del Caribe (Amador 1998; 2008) y su ciclo diurno tiene su máximo más temprano que el observado. Adicionalmente ejecutaron pruebas de sensibilidad a la representación de los flujos superficiales, determinando que la representación de algunas características estacionales es sensible al esquema usado para simular los procesos físicos relacionados a estos flujos. Martínez-Castro et al. (2016) estudiaron la sensibilidad de algunas características del clima regional en las Antillas Mayores, entre ellas el ciclo diurno de la precipitación, a cambios en el esquema de convección. Este estudio muestra que el ciclo diurno de la precipitación en Cuba es sensible a este parámetro, pero en todas las configuraciones producen máximos más temprano que los observados.

1.2 Alcances del estudio

A pesar de su frecuente aplicación, el uso de la técnica de reducción de escala dinámica debe de ser cuidadoso y es necesario tomar en cuenta la incertidumbre asociada a los resultados del procedimiento. Según Giorgi et al. (2009), la ausencia de un marco coordinado para evaluar los productos de reducciones de escala, así como generar conjuntos de proyecciones de cambio climático sin una caracterización de la incertidumbre, ha llevado a que la información producto de regionalizaciones del clima y el cambio climático esté infrautilizada.

El proyecto CORDEX presentado por Giorgi et al. (2009) es una iniciativa ideada para ser el marco necesario para generar reducciones de escala y proyecciones con una incertidumbre caracterizada. Este proyecto propone una serie de dominios geográficos para la ejecución de reducciones de escala que abarcan todas las regiones terrestres del planeta, con el fin de poder comparar (o crear conjuntos de) simulaciones elaboradas por las instituciones participantes, utilizando distintos modelos regionales, así como diversas configuraciones y datos de entrada para cada dominio

propuesto. Adicionalmente se ha establecido un protocolo para compartir los resultados de las simulaciones, de forma que investigadores interesados puedan analizarlos. En el CIGEFI se ha generado un diseño experimental coherente con los objetivos de CORDEX. Con él se pretende evaluar la sensibilidad del modelo RegCM4.5 ejecutado en el dominio CORDEX para la región centroamericana, ver Diro et al. (2012), al cambio de varios parámetros, incluyendo el dominio geográfico, usando como condiciones iniciales y de frontera el análisis de observaciones ERA-interim (Dee et al. 2011). Siguiendo los lineamientos de CORDEX, estas simulaciones se han diseñado con un espaciado entre puntos de 50 km, la cual es inadecuada para la evaluación de los resultados mediante el uso de series de tiempo de observaciones puntuales realizadas por sensores en superficie, como en el estudio de Sáenz (2014). Por esta razón, en este trabajo se hace una segunda reducción de escala usando el mismo modelo RegCM4.5 pero con un espaciado de puntos aproximadamente 25 km. Lo anterior permite, entre otras cosas, investigar las propiedades de las escalas de movimiento mesoescales y diurnas asociadas con los sistemas regionales productores de lluvia. Es en esta segunda reducción de escala que se determina la sensibilidad del ciclo diurno de la precipitación al cambio del esquema físico que representa los efectos de la convección.

1.3 Motivación

Como se mencionó anteriormente, la precipitación en un determinado punto es modulada por procesos que ocurren en una amplia gama de escalas espacio temporales. Sin embargo, una vez dadas las condiciones ambientales, los procesos formadores de precipitación ocurren en lapsos de unas horas o menos.

Al evaluar la capacidad de un modelo dinámico para simular el clima es común que se analicen las distribuciones de probabilidad y las distribuciones espaciales de los acumulados de la precipitación simulada. Este tipo de evaluaciones no permiten hacer inferencias mecanicistas sobre los procesos físicos en los modelos. Según Trenberth et al. (2003), la evaluación de los ciclos diurnos simulados permite determinar si los mecanismos físicos causantes de precipitación en los modelos son consistentes con los observados en la naturaleza.

Un análisis previo de las simulaciones con el modelo RegCM4.5 en el marco de CORDEX, mostró que este modelo no representa adecuadamente la magnitud y variabilidad de la corriente en chorro de bajo nivel del Caribe (CCBNC). Además, trabajos con otras versiones del modelo también presentan subestimaciones de la

CCBNC (Diro et al. 2012, Martínez-Castro et al. 2016), que es un factor determinante para representar los patrones regionales de precipitación (Mestas-Nuñez et al. 2007, Amador 2008, Durán-Quesada et al. 2010).

Una simulación correcta del ciclo diurno requiere una representación adecuada de los procesos de escala local: los flujos superficiales de energía, su acople con la convección y sus interacciones no lineales con las circulaciones locales. En otras palabras, si un modelo está en capacidad de representar el ciclo diurno en determinado lugar, su configuración física es presumiblemente apta para representar los procesos locales que modulan el clima. En este caso los mecanismos claves son los flujos superficiales y los procesos relacionados con la convección. Entonces, una evaluación de las características del ciclo diurno de la precipitación puede servir para determinar cuál de los esquemas convectivos es más adecuado para representar el clima local, aunque los acumulados y su variabilidad estacional no estén bien representados por una deficiencia del modelo en su representación.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

El presente trabajo tiene como objetivo evaluar la sensibilidad del método de reducción de escala con el modelo regional RegCM4.5, al esquema físico de convección, con el fin de determinar su capacidad de reproducir la variabilidad observada en la vertiente Caribe de Costa Rica, con énfasis en el ciclo diurno de la precipitación.

1.4.2 Objetivos específicos

lista1

- Reunir series de tiempo de observaciones horarias tomadas por estaciones meteorológicas automáticas ubicadas en la vertiente Caribe de Costa Rica.
- Generar una base de datos con un periodo común y aproximar valores ausentes.
- Caracterizar el ciclo diurno de la precipitación en las diferentes localidades donde se ubican las estaciones seleccionadas.
- Ejecutar cuatro simulaciones con el Modelo RegCM4.5 cuya configuración difiera únicamente en el esquema de parametrización usado para representar los efectos de la convección.

- Definir un método que permita extraer series de tiempo de las simulaciones para ser comparadas con observaciones.
- Definir un método de evaluación adecuado para determinar la configuración del modelo que mejor representa las características observadas del ciclo diurno de la precipitación.
- Ejecutar el método propuesto y definir la configuración óptima en el contexto de este trabajo.

lista1

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1 Elementos del clima regional

América Central es una franja de tierra inmersa en los trópicos, ubicada entre los océanos Pacífico y Atlántico. Las aguas de estas cuencas oceánicas, cercanas al continente, son conocidas como la región de los mares intramericanos. El principal proceso climático en la región es la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que es un proceso de escala planetaria relacionado con los flujos de energía estática húmeda y el transporte meridional de propiedades. La ubicación e intensidad de la convección asociada a la ZCIT modulan, en parte, el impacto de los vientos alisios en la región (Schneider et al. 2014). Hidalgo et al. (2015), por el contrario, sugieren que es la CCBNC la que modula en parte el movimiento migratorio de la ZCIT, en especial durante el verano del Hemisferio Norte.

Las variaciones en la temperatura superficial del mar (TSM) producto, principalmente, de las variaciones en la radiación solar incidente y su interacción con los procesos oceánicos, son el trasfondo de la variabilidad estacional de la convección en la ZCIT, donde ciertas zonas alcanzan una TSM mayor a 28°C , liberando una gran cantidad de vapor de agua en la atmósfera. En los mares intramericanos, a la zona encerrada por la isoterma 28.5°C se le conoce como la Piscina de Agua Cálida del Hemisferio Occidental (Wang y Enfield 2001), que consta de 2 componentes que evolucionan independientemente en cada océano. Una serie de interacciones no lineales entre las TSM, la convección, los vientos alisios y los vientos del oeste definen gran parte de la variabilidad estacional e intraestacional de la región centroamericana.

Los alisios son el principal sistema de vientos que impacta la región y son caracterizados por un máximo ubicado sobre el mar Caribe, justo al norte de la costa de Colombia a una altura cercana a 925 hPa (CCBNC). Este máximo de viento es un mecanismo de transporte de humedad que alimenta las precipitaciones en las costas caribeñas de Nicaragua y Costa Rica, y se ha asociado en el Pacífico con reducciones de lluvia, como el “veranillo” en el verano boreal. La variabilidad estacional de la CCBNC es coherente con algunos aspectos de la variabilidad en los patrones de precipitación en la región centroamericana y la TSM en los mares intramericanos. El máximo de intensidad de la CCBNC se da en julio, con un máximo secundario

en febrero. La oscilación de Madden - Julian también tiene influencia sobre ciertos mecanismos regionales; por ejemplo, la intensidad media de la CCBNC es diferente para cada una de las fases de esta oscilación (Martin y Schumacher 2011).

La interacción entre la ZCIT y los alisios define la temporada lluviosa en gran parte del istmo, con excepciones en algunas zonas de la costa Caribe. De la interacción entre los alisios, la convección y los patrones regionales de TSM surge una reducción en las precipitaciones típicas de la estación lluviosa conocida como “veranillo” (Magaña et al. 1999), que se presenta generalmente en el mes de julio.

Las principales fuentes de humedad para la región centroamericana son el mar Caribe y el Pacífico tropical ecuatorial (Durán-Quesada et al. 2010). La relevancia de estas fuentes depende tanto de la CCBNC como de la ZCIT.

El clima regional también cuenta con elementos importantes cuyos periodos de retorno tienen un orden de magnitud de unos cuantos días, estos procesos de alta frecuencia que impactan la región son generalmente modulados por la variabilidad en escalas mayores. La fase del ENOS y la estación del año, suelen ser determinantes para caracterizar la formación, distribución, duración e intensidad de estos procesos de alta frecuencia. Las ondas en los estes son perturbaciones en los alisios con periodos de 3 a 5 días y longitudes de onda del orden de entre 2000 y 4000 km que viajan de este a oeste en los trópicos (Burpee 1972). En condiciones adecuadas (TSM mayor a 28°C y poca cortante vertical), estas perturbaciones pueden formar sistemas convectivos organizados, con potencial para convertirse en ciclones tropicales. La mayor actividad de ondas se da entre mayo y noviembre. Durante los meses del invierno boreal, masas de aire polar procedentes de Norteamérica o el Pacífico Norte pueden entrar a la región centroamericana, después de transitar por el Golfo de México (Schultz et al. 1998). Estas masas de aire aceleran los alisios y generan precipitaciones en algunas regiones de la costa caribeña y fuertes vientos en las zonas al oeste de los pasos topográficos del istmo producto de la canalización del flujo (Romero-Centeno et al. 2007).

2.2 Modelos del clima

2.2.1 Ecuaciones primitivas

Los modelos numéricos para el diagnóstico o predicción de los movimientos de la atmósfera están fundamentados en principios de conservación derivados de las leyes

básicas de la física clásica. Mediante un sistema de ecuaciones cerrado se representan la conservación de momento, masa, energía, vapor de agua y otras sustancias gaseosas. Este sistema de ecuaciones es conocido como sistema de ecuaciones primitivas, pues no han sido simplificadas y son derivadas a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes, que describen el movimiento de los fluidos viscosos y se derivan de los principios de conservación recién mencionados. Para un marco de referencia esférico y en rotación, este sistema se escribe:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{uv \tan \lambda}{a} - \frac{uw}{a} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - 2\Omega (w \cos \lambda - v \sin \lambda) + Fr_x \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{u^2 \tan \lambda}{a} - \frac{vw}{a} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \lambda + Fr_y \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{u^2 + v^2}{a} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \lambda + Fr_z \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} + (\gamma - \gamma_d) w + \frac{1}{c_p} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -u \frac{\partial \rho}{\partial x} - v \frac{\partial \rho}{\partial y} - w \frac{\partial \rho}{\partial z} - \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = -u \frac{\partial q_v}{\partial x} - v \frac{\partial q_v}{\partial y} - w \frac{\partial q_v}{\partial z} + Q_v \quad (2.6)$$

$$P = \rho RT \quad (2.7)$$

Donde: u , v y w : son las componentes zonal, meridional y vertical de la velocidad, respectivamente.

p : presión.

ρ : densidad.

T : temperatura.

q_v : humedad específica.

γ : razón de cambio vertical de la temperatura.

γ_d : razón de cambio vertical de la temperatura para procesos adiabáticos secos.

c_p : calor específico del aire a presión constante.

Ω : frecuencia de rotación terrestre.

λ : latitud.

a : radio de la tierra.

g : aceleración gravitacional.

H : entalpía.

Q_v : ganancia o pérdida de vapor de agua por cambios de fase.

F_r : fricción.

En este caso, las ecuaciones 2.1-2.3 representan la Segunda Ley de Newton o ley de conservación de momento, la ecuación 2.4 representa la conservación de energía termodinámica, la ecuación 2.5 asegura la conservación de la masa total, la ecuación 2.6 la conservación del vapor de agua y la 2.7 es la ecuación de estado del gas ideal. Al ser este un sistema no lineal, heterogéneo y acoplado, no existen soluciones analíticas, por lo que estas ecuaciones deben de ser discretizadas para obtener soluciones aproximadas mediante métodos numéricos. Si el sistema no se resuelve para toda la esfera terrestre sino para una área limitada, es necesario especificar los valores en el contorno límite, para todos los campos, en cada paso de integración para cerrar el sistema. Lo anterior se deriva de la condición de Cauchy, que las soluciones deben cumplir para garantizar la existencia de una solución única en el dominio de integración. Esta condición es una mezcla de la condición de Dirichlet, que especifica las condiciones que la solución debe cumplir y la condición de Neumann, que especifica las condiciones que las derivadas de la solución deben cumplir.

Las ecuaciones primitivas están constituidas por operadores diferenciales, esto las hace válidas solamente cuando δx , δy , δz y δt tienden a cero. Por otro lado, para que estas ecuaciones tengan uso práctico, debe de cumplirse que δx , δy y $\delta z \gg l_m$ (distancia media entre moléculas), pero estos intervalos deben ser lo suficientemente pequeños para que los términos diferenciales dentro de ellos puedan ser representados por una constante (Pielke Sr. 2013). Dadas estas restricciones, las ecuaciones primitivas son válidas para escalas espaciales cercanas a 1 centímetro y temporales cercanas a 1 segundo. Estas escalas no son factibles de resolver con las tecnologías actuales (Pielke Sr. 2013). La técnica estándar para lograr la integración de las ecuaciones primitivas consiste en descomponer las variables en dos componentes: un campo medio y un campo de perturbaciones:

$$\alpha = \bar{\alpha} + \alpha'', \quad (2.8)$$

en donde,

$$\bar{\alpha} = \frac{1}{\Delta t \Delta x \Delta y \Delta z} \int_t^{t+\Delta t} \int_x^{x+\Delta x} \int_y^{y+\Delta y} \int_z^{z+\Delta z} \alpha(x, y, z, t) dt dx dy dz. \quad (2.9)$$

La variable α'' representa las perturbaciones dentro de cada diferencial.

En el contexto del modelado numérico de la atmósfera, Δt es el salto temporal mientras que Δx , Δy y Δz son los espaciados entre cada punto de rejilla (Pielke Sr. 2013).

2.2.2 Modelos regionales

Según Anthes y Warner (1978) una ecuación genérica y básica para un modelo de predicción se puede plantear de la siguiente forma:

$$\frac{\partial(\alpha - \bar{\alpha})}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla(\alpha - \bar{\alpha}) + \vec{F}(\alpha, \vec{x}, t) \quad (2.10)$$

donde α representa cualquier variable a pronosticar. El primer término del lado derecho de la ecuación representa la redistribución de las perturbaciones iniciales en el campo α por parte del campo de viento y el segundo término representa la modificación de dichas perturbaciones iniciales producto de forzamientos locales.

Integrando la ecuación 2.10 en el tiempo, se obtiene que:

$$(\alpha - \bar{\alpha})(\vec{x}, t) = (\alpha - \bar{\alpha})(\vec{x}, t_o) - \int_{t_o}^t \vec{V} \cdot \nabla(\alpha - \bar{\alpha}) dt + \int_{t_o}^t \vec{F}(\alpha, \vec{x}, t) dt. \quad (2.11)$$

Es decir, el desarrollo en el tiempo de las perturbaciones en el campo α es función de la distribución inicial, el efecto del viento en las perturbaciones y el efecto de los forzamientos locales.

Siguiendo el planteamiento de Anthes y Warner (1978), un modelo de pronóstico debe incluir:

- Conocimiento de los valores iniciales de la variables implicadas.
- Especificación de los valores en la frontera del dominio de integración.
- Representar la función de forzamiento local, ya sea de forma explícita o por medio de la parametrización del efecto de los procesos físicos no resueltos.

En modelos regionales, forzados con salidas de modelos globales con espaciados de rejilla mayores, las interacciones no lineales de ondas largas producen energía en longitudes de onda más cortas, generando información con una escala espacial menor a la de las condiciones iniciales. Para esto, el forzamiento local debe de estar correctamente representado.

De la ecuación 2.11 se puede deducir que para lograr un pronóstico acertado es necesario contar con una representación fiable de las condiciones iniciales. Esto presenta una restricción muy fuerte a la calidad potencial de los modelos, pues las redes de observación existentes no permiten producir más que aproximaciones a los campos observados. Más aún, las soluciones de modelos matemáticos de flujos hidrodinámicos disipativos forzados son altamente sensibles a las condiciones iniciales del sistema (Lorenz 1963). Sin embargo, puede que algún término tenga un efecto dominante sobre el resto, por lo que Anthes y Warner (1978) plantearon la hipótesis de que una representación correcta del forzamiento local hace que los detalles de las perturbaciones iniciales no sean de particular importancia para la solución final. En esta ventaja de representar más detalladamente el forzamiento local se basa la práctica del modelado de mesoescala o regional.

2.2.3 Parametrizaciones de procesos físicos

La principal componente de los modelos de predicción se conoce como el núcleo dinámico, que está constituido por una versión discretizada de la ecuaciones y el método numérico escogido para resolverlas. Esta componente se encarga de calcular el primer término a la derecha en la ecuación 2.10.

La función de forzamiento local está compuesta por una serie de procesos físicos, algunos son resueltos de forma explícita y otros, ya sea por su complejidad o por su escala espacial no pueden ser resueltos explícitamente. A la representación del efecto de los procesos no resueltos, sobre las variables que sí lo son, se le conoce como parametrización.

Dentro de los modelos regionales las parametrizaciones son llevadas a cabo por subrutinas que simulan procesos físicos a partir de las variables resueltas y los resultados son transferidos a los términos correspondientes en las ecuaciones.

Por ejemplo, la convección en cúmulos es un proceso que no puede ser resuelto explícitamente por modelos con un espaciado de rejilla mayor a 3 km. Sin embargo, este es un proceso con un efecto significativo en los campos de temperatura, humedad y viento; no solo en el dominio limitado, sino en el externo a él (en caso de que el anidamiento sea de doble vía). Usualmente, en los modelos se formula un modelo

empírico o conceptual de la convección que define cuándo, dónde y cómo se da la convección, así como el efecto que la misma va a tener sobre las variables. Existe una gran variedad de formas de modelar la convección y su idoneidad depende del tipo de modelo, del espaciado de rejilla, la latitud y el tipo de superficie.

Los procesos físicos comúnmente parametrizados son: intercambios de energía con la superficie, capa límite, convección en cúmulos, la radiación y los procesos microfísicos relacionados a la formación de precipitación. Cada uno de los anteriores procesos es resuelto por un paquete diferente dentro de cada modelo.

Volviendo a las ecuaciones primitivas (2.1-2.7), se pueden ligar términos de estas ecuaciones a los diferentes paquetes físicos: la fricción y el transporte vertical de propiedades son calculados por el paquete de capa límite, la razón de cambio vertical de la temperatura es modificada por el esquema de parametrización de cúmulos. Otros términos, como los cambios en la concentración de vapor de agua y los flujos de entalpía son función de más de un paquete de parametrización: la primera es modificada tanto por la parametrización de microfísica como por la de convección, mientras que el segundo también es modificado por estos dos paquetes y el correspondiente a los intercambios de energía con la parametrización de flujos superficiales.

El énfasis de este trabajo está en la parametrización de la convección, tema que será discutido en el siguiente apartado.

Parametrización de la convección

Los procesos de convección húmeda son una componente determinante del clima, tanto a escala regional como global. Según Stensrud (2007), los gradientes horizontales de gran escala de calor latente producto de la convección profunda en los trópicos modulan circulaciones verticales como la celda de Hadley, mientras que la convección superficial que es frecuente en los trópicos modifica el balance radiativo, la estructura y la turbulencia, en la capa límite planetaria.

En el contexto del modelado dinámico del tiempo y el clima, tanto global como regional, la precipitación convectiva es uno de los procesos cuya representación es más problemática. Cuando los espaciados de rejilla son menores a los 3 km, los modelos pueden representar de forma explícita la convección, haciendo innecesaria la implementación de paquetes específicamente diseñados para representar la convección y sus efectos (Hong y Dudhia 2012).

En general, la convección se divide en dos tipos según su extensión vertical: superficial y profunda, que abarca la mayor parte de la troposfera. La convección profunda calienta y seca el ambiente mediante ondas de gravedad que generan calentamiento

por subsidencia mientras que el vapor de agua en el ambiente se convierte en precipitación. La convección superficial enfría y humedece la parte superior de la capa nubosa y calienta y seca la parte inferior, sin producir un efecto neto (Stensrud 2007). El principal objetivo de los esquemas de parametrización de cúmulos es simular el tipo de convección en el lugar y momento en que ocurre en la naturaleza, con una representación correcta de su evolución y sus efectos sobre las variables explícitamente resueltas por los modelos.

De acuerdo a Stensrud (2007), la mayoría de los esquemas de parametrización de la convección basan su física en una propiedad de las columnas atmosféricas denominada CAPE (energía potencial disponible para la convección; por sus siglas en inglés), que es la máxima energía disponible para una parcela ascendente. Esta cantidad se calcula suponiendo que se puede desplazar un volumen de aire desde su lugar de origen hasta una altura donde la flotabilidad sea nula, mediante un proceso adiabático que no afecte al ambiente inmediato y sin ningún tipo de mezcla. Si el volumen alcanza la saturación en algún punto del ascenso, el proceso se convierte en adiabático húmedo. El CAPE se define como:

$$CAPE \equiv g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dt, \quad (2.12)$$

en donde θ es la temperatura potencial de la parcela, $\bar{\theta}$ la del ambiente, g la aceleración de la gravedad, LFC es el nivel de convección libre (punto en el cual una parcela alcanza flotabilidad positiva), EL es el nivel de equilibrio (flotabilidad neutra) y z es la altura. Cuando CAPE es positiva, existen condiciones que hacen posible la convección.

La inhibición de la convección (CIN) es otra propiedad básica a la hora de parametrizar la convección. Es la energía necesaria para llevar el volumen desde un determinado nivel (SL) hasta el LFC, mediante un proceso pseudo adiabático (si alcanza la saturación el agua es removida, perdiendo calor irreversiblemente).

El CIN se define como:

$$CIN \equiv -g \int_{SL}^{LFC} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dt. \quad (2.13)$$

El CIN es relevante, ya que suprime la convección si su valor es grande, aunque el CAPE sea suficiente para producir convección. Valores altos del CIN son indicador de que no existe suficiente energía para que las parcelas elevadas por la mezcla turbulenta en la capa límite puedan alcanzar el LFC e iniciar convección profunda

cuando los valores de CAPE lo permitan.

Mapes (1997) propone una clasificación para los esquemas de convección basada en la profundidad del forzamiento que activa la convección. Los esquemas de control profundo desarrollan la convección a partir del CAPE creado por procesos de gran escala y, generalmente, producen convección hasta agotar el CAPE. Los esquemas de control en niveles bajos activan la convección a partir de mecanismos que remueven el CIN (el CAPE no necesariamente es consumido completamente por la convección).

2.3 Modelo RegCM4.5

El modelo RegCM4.5, descrito por Giorgi et al. (2012), es una versión reciente del primer modelo dinámico diseñado para simular el clima en un área limitada. A diferencia de la predicción numérica del tiempo, el principal objetivo de las simulaciones climáticas no es capturar todos los eventos independientes ocurridos en el intervalo de integración, sino reproducir de una forma objetivamente verificable las estadísticas observadas de los campos simulados.

Este modelo se basa en las ecuaciones primitivas para un fluido compresible, hace uso de la aproximación hidrostática y usa coordenadas verticales sigma; esto es, las coordenadas verticales siguen la forma del terreno subyacente.

La primera versión del modelo RegCM (Giorgi y Bates 1989) fue desarrollada como una versión del modelo MM4 (Anthes y Warner 1978), en la que se mantuvo el núcleo dinámico pero se agregó un modelo de la física de la superficie terrestre e hidrología del suelo. Este modelo conocido como BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme), descrito por Dickinson et al. (1993), representa las interacciones entre la superficie y la atmósfera de una forma apta para simulaciones climáticas y es introducido en la sección 3.1.4 de este trabajo.

A partir de la segunda versión, el modelo RegCM ha sido desarrollado sobre el núcleo dinámico del modelo MM5 (Grell et al. 1994), pero conservando el uso de la aproximación hidrostática. Una versión más reciente que la empleada en este trabajo permite el uso de un núcleo no hidrostático (Giorgi et al. 2016).

El sistema de ecuaciones del núcleo dinámico es una versión de las ecuaciones primitivas pero en coordenadas σ y en una proyección geográfica Lambert. Las ecuaciones son representadas por medio de diferencias finitas centradas, de la forma:

$$a_x = (a_{i,j+\frac{1}{2}} - a_{i,j-\frac{1}{2}}) / \Delta x, \quad (2.14)$$

en donde a es cualquier variable, el índice i incrementa en la dirección y y el índice j en la dirección x . Las condiciones de frontera sirven de cierre para el sistema de ecuaciones algebraico resultante de la discretización.

El método de solución es conocido como salto de rana (leap-frog) ya que para el cálculo del valor de las variables en el punto i para el tiempo $t + 1$ no se utiliza su valor en ese punto para el tiempo t . Este método es comúnmente usado porque brinda estabilidad a las soluciones.

Para mantener la consistencia numérica, a las soluciones se les aplica un filtro temporal conocido como filtro de Asselin, el cual funciona de la siguiente forma:

$$\hat{a}^t = (1 - 2\nu)a^t + \nu(a^{t+1} + \hat{a}^{t-1}), \quad (2.15)$$

donde a es cualquier variable y $\hat{(\)}$ implica filtrado.

Como las soluciones permiten ondas con una gran variedad de velocidades de fase, las ecuaciones son segregadas de forma que los términos que generan las ondas más rápidas (ondas externas de gravedad, en el caso hidrostático) utilizan un paso temporal más corto que los términos que generan ondas más lentas. De esta forma se restringe la divergencia de las soluciones.

Como ya se mencionó, un modelo regional requiere la especificación de valores en los límites del dominio de ejecución. Normalmente, se emplea datos de simulaciones con espaciado de rejilla mayor al que se ha especificado para el modelo regional. Para interpolar datos de un determinado espaciado de rejilla a otro, usualmente menor, el modelo RegCM4.5 aplica un método conocido como relajación y difusión. Este método emplea una zona intermedia de algunos puntos de rejilla (N) entre los límites definidos (LBC) y el área donde se integra el modelo (MOD). Los valores en esta zona se calculan de la siguiente forma (Elguindi et al. 2011):

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = F(n) * F_1 * (\alpha_{LBC} - \alpha_{MOD}) - F(n) * F_2 * \Delta_2(\alpha_{LBC} - \alpha_{MOD}), \quad (2.16)$$

donde α es cualquier variable resuelta y n el punto de rejilla, que aumenta de LBC a MOD . El primer término al lado derecho de la ecuación 2.16 representa la relajación de los valores conforme se va de LBC a MOD , el segundo término representa difusión numérica. La función $F(n)$ tiene un valor de 1 en LBC y 0 en MOD y se escribe como:

$$F(n) = e^{-\frac{(n-1)}{A(k)}}, \quad (2.17)$$

donde $A(k)$ es un factor variable que determina la magnitud del efecto forzante de las condiciones de frontera (cuanto mayor sea A , mayor es el efecto). La variable k representa el nivel vertical del modelo. Es usual que A sea mayor en los niveles más altos y decrezca con en niveles inferiores, pues es en niveles superiores donde el flujo local es más coherente con el de gran escala.

2.3.1 Parametrización de Cúmulos en RegCM4.5

El Modelo RegCM4.5 cuenta con varias opciones para el esquema de parametrización de la convección. En este trabajo se prueban dos esquemas: Grell (Grell 1993) y Kain-Fritsch (Kain y Fritsch 1990, Kain 2004). Ambos esquemas han sido implementados en otros modelos como el WRF (Skamarock et al. 2008) y el MM5 (Grell et al. 1994). Esto hace su uso conveniente ya que en una posible extensión del trabajo se podrían implementar otros modelos para robustecer las conclusiones. Los esquemas son descritos en los siguientes apartados.

Esquema de Grell

Este esquema consiste en una representación bastante simplificada de los procesos que ocurren en cumulonimbos, producto de la convección profunda. De acuerdo a la clasificación propuesta por Mapes (1997), este es un esquema de control profundo, o sea, que depende de la generación de CAPE en el ambiente.

Dependiendo de las condiciones, este esquema puede generar una población de nubes convectivas en una sola caja del modelo. Todas estas nubes tienen las mismas dimensiones y están caracterizadas por 2 circulaciones, una relacionada al ascenso dentro de la nube y otra al descenso. Ambas circulaciones producen un flujo compensatorio en el ambiente próximo a la nube. La mezcla del aire en la nube con el del ambiente se da solamente en la base y el tope de la nube, sin mezcla lateral en los límites de la nube.

El origen de las corrientes ascendente y descendente están determinado por el máximo y el mínimo en la energía estática húmeda. Dicha propiedad se define como:

$$\bar{h}(z) = c_p \bar{T}(z) + g_v z + L \bar{q}(z), \quad (2.18)$$

donde L es el calor latente y el resto de la variables ya fueron definidas.

A partir de balances de humedad, este esquema calcula los flujos de masa en la base y el tope de la nube, la nube está delimitada verticalmente por las corrientes asociadas. La retroalimentación al ambiente está completamente determinada por

estas variables.

El flujo de masa en la corriente descendente se define, en su origen, como:

$$m_o = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b, \quad (2.19)$$

donde I_1 es la integral del condensado a lo largo de la profundidad de la corriente ascendente normalizado por el flujo de masa en la corriente ascendente, I_2 es la integral de la evaporación a lo largo de la profundidad de la corriente descendente normalizado por el flujo de masa en la corriente descendente y β es la fracción del condensado en la corriente ascendente que se evapora en la corriente descendente.

La precipitación en cada activación del esquema se define como:

$$R = I_1 m_b (1 - \beta) \quad (2.20)$$

La activación de este esquema se da cuando la energía estática húmeda del ambiente es suficiente para que parcelas ubicadas a la altura donde esta propiedad es máxima, alcancen el nivel de convección libre.

El cierre del esquema consiste en plantear una representación del flujo de masa de la corriente ascendente en el nivel de origen (m_b). En este caso se utiliza el cierre conocido como Arakawa-Schubert, descrito por Grell et al. (1994). Este cierre está basado en la idea de que los procesos convectivos estabilizan el ambiente a la misma velocidad que los procesos de otra naturaleza (convergencia de humedad, por ejemplo) lo desestabilizan. En este caso m_b se define como:

$$m_b = \frac{ABE'' - ABE}{\Delta t NA} \quad (2.21)$$

donde ABE es la energía boyante disponible para la convección, ABE'' es la energía boyante disponible para la convección sumada a la energía boyante producto de procesos no convectivos durante el tiempo Δt y NA es la tasa de cambio de ABE por unidad de m_b . El numerador en la ecuación 2.21 es la tasa de desestabilización en el tiempo Δt (Elguindi et al. 2011).

Esquema de Kain-Fritsch

El esquema de Kain-Fritsch (Kain y Fritsch 1990, Kain 2004) es un esquema más complejo que el de Grell, ya que intenta representar los procesos dinámicos embebidos en la convección. Este esquema calcula los flujos de masa en cada nivel

vertical y es un esquema híbrido según la caracterización de Mapes (1997): se activa por forzamientos en bajo nivel pero su cierre depende del CAPE en la columna.

La principal función de este esquema es mezclar la masa entre los niveles donde se genera CAPE para removerlo. Para esto se generan 3 corrientes: 2 húmedas y una seca. De las corrientes húmedas, una es ascendente y la otra descendente, la dirección de la corriente seca es determinada por el flujo neto de masa entre las corrientes húmedas y su función es conservar la masa en cada nivel. A diferencia del esquema de Grell, Kain-Fritsch sí toma en cuenta la mezcla lateral hacia adentro y hacia afuera en los bordes de las nubes. Dicha mezcla es variable y se describe más adelante.

El primer paso de este esquema consiste en tomar todos los niveles del modelo ubicados hasta 60 hPa sobre la superficie y mezclar sus propiedades para definir las características de una parcela media. En este paso se calcula el nivel de condensación por elevación (LCL) y la temperatura de la parcela mezclada (T_{env}).

A esta parcela se le asigna una perturbación de la temperatura (δT) que es función del movimiento vertical explícitamente resuelto:

$$\delta T = k[w_g - c(z)]^{\frac{1}{3}} \quad (2.22)$$

Donde k es una constante unitaria con unidades $K s^{\frac{1}{3}} cm^{-\frac{1}{3}}$, w_g es la media móvil de velocidad vertical en el LCL y $c(z)$ es una velocidad vertical definida como:

$$c(z) = \begin{cases} 0.02 \text{ ms}^{-1}, & \text{si } Z_{LCL} > 2000 \text{ m} \\ 0.02\left(\frac{Z_{LCL}}{2000}\right) \text{ ms}^{-1}, & \text{si } Z_{LCL} < 2000 \text{ m} \end{cases} \quad (2.23)$$

(Z_{LCL} es la altura del LCL).

Con esta perturbación se determina si la parcela es candidata para convección profunda o no. Si $T_{LCL} + \delta T < T_{env}$ la parcela se descarta, se toma el siguiente nivel y los ubicados hasta 60 hPa sobre este, se mezclan y se repite el proceso. Este proceso continúa hasta que se active la convección o se haya evaluado los primeros 300 hPa. Si $T_{LCL} + \delta T > T_{env}$ la parcela se libera en su Z_{LCL} con su temperatura y humedad originales y una velocidad vertical dada por:

$$w_p = 1 + 1.1\left[(Z_{LCL} - Z_{USL})\frac{\delta T}{T_{env}}\right]^{\frac{1}{2}}, \quad (2.24)$$

donde Z_{USL} es la altura de la capa fuente de corrientes ascendentes, w_p se calcula en cada nivel vertical.

Si $w_p > 0$ a lo largo de una profundidad mayor a la profundidad mínima de una

nube (3 o 4 km, según la implementación), se activa la convección profunda.

Una vez activada la convección se define el nivel fuente de las corrientes descendentes (Z_{DSL}), ubicado 150 hPa sobre el Z_{USL} . Se define la parcela media en Z_{DSL} , la cual se caracteriza por los perfiles verticales evaluados en este punto.

El nivel en el que se activa la convección se toma como el Z_{USL} y se calcula el CAPE para las parcelas en este nivel. Para cerrar el esquema, se ajusta un flujo de masa en la corriente ascendente (UMF), aproximado para mover suficiente masa con temperatura potencial equivalente (θ_e) alta y remover el 90% del CAPE. Como este flujo se aproxima sin tomar en cuenta la mezcla con el aire ambiental, no siempre logra remover esta proporción del CAPE después de la mezcla, en cuyo caso se vuelve a ajustar el flujo hasta que el 90% del CAPE sea removido. El flujo de masa en la corriente descendente (DMF) en Z_{USL} es definido de acuerdo con:

$$DMF_{USL} = -2(1 - \overline{RH})UMF_{USL}, \quad (2.25)$$

donde \overline{RH} es la humedad relativa media en Z_{DSL} .

La mezcla, tanto hacia adentro como hacia afuera, en las corrientes es uno de los procesos claves de este esquema. Se supone que la tasa de mezcla de aire hacia adentro de la corriente ascendente es igual a la tasa con la que se mezcla aire hacia afuera de ésta. En el intervalo de presión δP esta tasa está dada por:

$$\delta M_e = \frac{-0.03\delta P M_{u0}}{R}, \quad (2.26)$$

donde M_{u0} es el flujo de masa en la base de la nube y R es el radio de la corriente ascendente, que es dado por:

$$R = \begin{cases} 1000 \text{ m,} & \text{si } w_g - c(z) < 0 \\ 2000 \text{ m,} & \text{si } w_g - c(z) > 10 \\ 1000(1 + (w_g - c(z))/10) \text{ m,} & \text{si } 0 \leq w_g - c(z) \leq 10 \end{cases} \quad (2.27)$$

La mezcla se plantea como un mecanismo en el que varias "subparcelas" de aire ambiental se mezclan con varias de aire de la corriente ascendente. La subparcelas resultantes contienen aire de ambos orígenes. Si una subparcela está compuesta por una mayor proporción de aire procedente de la corriente ascendente esta tendrá flotabilidad positiva y continuará en ascenso. Se plantea una distribución Gaussiana

para la frecuencia relativa de subparcelas mezcladas:

$$f(x) = \frac{1}{0.97s\sqrt{2\pi}} [e^{-(x-0.5)^2/2s^2} - e^{-4.5}], \quad (2.28)$$

donde x es la fracción de aire ambiental en la subparcela y s es la desviación estándar de la distribución. Se define $s = 1/6$ para dejar 3 desviaciones estándar entre los puntos $x = 0$ y $x = 1$.

La distribución $f(x)$ es diseñada de forma que:

$$\int_0^1 f(x)dx = 1 \quad (2.29)$$

Si se define δM_u como la tasa a la que el aire mezclado hacia la corriente ascendente entra en ella y δM_t es la tasa de mezcla hacia la zona de transición de esta corriente, $\delta M_t = \delta M_u + \delta M_e$. Manipulando esta expresión se pueden encontrar expresiones para δM_e y δM_u en función de $f(x)$:

$$\delta M_e = \delta M_t \int_0^1 x f(x) dx \quad (2.30)$$

y

$$\delta M_u = \delta M_t \int_0^1 (1-x) f(x) dx \quad (2.31)$$

Si se define una proporción de mezcla de aire ambiental tal que con ella las parcelas sean neutralmente boyantes (x_c), se puede calcular la tasa neta de mezcla hacia la parcela (δM_{ee}) es:

$$\delta M_{ee} = \delta M_t \int_0^{x_c} x f(x) dx \quad (2.32)$$

y la tasa de mezcla desde la parcela se define como:

$$\delta M_{ud} = \delta M_t \int_{x_c}^0 (1-x) f(x) dx \quad (2.33)$$

Estas expresiones se suman a los flujos anteriormente definidos para determinar el flujo de masa en las nubes necesario para remover el 90% del CAPE, que es el objetivo del esquema.

Para calcular los flujos de masa, se debe definir un tiempo durante el cuál el esquema arregla la distribución de masa para eliminar la inestabilidad. Esto es, el intervalo temporal en el que una nube es transportada por el viento resuelto de una rejilla a

la rejilla contigua. Se define como:

$$t_c = \frac{\Delta x}{V_{capa}}, \quad (2.34)$$

donde Δx es el ancho de rejilla y V_{capa} es el promedio vertical de la velocidad del viento a lo profundo de la capa donde se define la nube.

Para formar precipitación, este esquema remueve el condensado que se va formando en la corriente ascendente, siguiendo el planteamiento de Ogura y Cho (1973). Para una capa de ancho δz , la precipitación formada en dicha capa viene dada por:

$$\delta r_c = r_{co}[1 - e^{-c_1 \delta z / W_{capa}}], \quad (2.35)$$

donde r_{co} es la concentración de condensado en el fondo de la capa más la mitad de la concentración en el tope, c_1 es una constante que es ajustada de acuerdo al CAPE y W_{capa} es la velocidad vertical media en la capa.

Capítulo 3

Datos y Métodos

3.1 Simulación

Como se mencionó anteriormente, el objetivo primordial de este trabajo es determinar la sensibilidad de la representación del ciclo diurno de la precipitación, a la selección del esquema de parametrización de la convección en el modelo RegCM, durante el procedimiento de reducción de escala dinámica. Mediante algunas simulaciones se varía el esquema de convección, aprovechando la capacidad del modelo para utilizar un esquema mixto, con una parametrización para puntos de rejilla sobre tierra y otra para puntos de rejilla sobre el océano. Los esquemas de parametrización reseñados en el Capítulo 2 (Grell y Kain-Fritsch) se combinan para generar 4 experimentos:

- Experimento GG: Se usa el esquema de Grell en todo el dominio.
- Experimento GKF: Se usa el esquema de Grell en los puntos sobre tierra y Kain-Fritsch en los puntos de rejilla sobre el océano.
- Experimento KFG: Se invierte el orden del Experimento GKF.
- Experimento KFKF: Se usa el esquema de Kain-Fritsch en todo el dominio.

El espaciado de la rejilla en la cual el modelo resuelve las ecuaciones es de 25 km, aproximadamente, y las restantes opciones de configuración se mantienen constantes. Éstas son descritas brevemente a continuación con base en el texto de Giorgi et al. (2012).

3.1.1 Balance de radiación

Los procesos relacionados con la radiación son representados por el esquema del modelo climático global NCAR Community Climate Model versión 3 (Kiehl et al. 1996). La implementación de este esquema en el modelo RegCM es descrita por Giorgi et al. (1999).

Este esquema calcula la interacción de los flujos de radiación de onda corta e infrarrojo con los gases y aerosoles prescritos en las columnas del modelo, entre estos se encuentran los principales gases de efecto invernadero. Los flujos de radiación pueden ser dispersados o absorbidos por los aerosoles de acuerdo con las propiedades

ópticas de estos.

La interacción de la radiación solar con las nubes es calculada con base en el contenido de agua líquida diagnosticado por el modelo y otras características de las nubes, relacionadas con los cálculos del esquema de microfísica.

3.1.2 Capa límite planetaria

En estas simulaciones se usa el esquema descrito por Holtslag y De Bruijn (1990). Este esquema hace uso de la teoría K, que supone una proporcionalidad entre el flujo vertical de una propiedad y el gradiente vertical turbulento de ésta. La constante de proporcionalidad está dada por el coeficiente de difusión en torbellinos pequeños, ya sea para calor, humedad o momento.

Este es un esquema no-local, los cálculos de la difusión de una determinada variable en una capa del modelo no solo toman en cuenta el gradiente en dicha capa, sino en otras capas alejadas del nivel para el que se computan. Esto se hace a través de términos “contragradiante” que representan la influencia no local de la turbulencia en la mezcla vertical. Giorgi et al. (2012) amplía en los detalles de la implementación de este esquema en la versión 4 del modelo RegCM.

3.1.3 Microfísica

Los procesos asociados a la producción explícita de precipitación no convectiva son llevados a cabo por el esquema conocido como SUBEX (Subgrid Explicit Moisture Scheme), descrito por Pal et al. (2000). Este esquema calcula la fracción nubosa de una caja del modelo a partir de la humedad relativa. Con base en esto transforma el contenido acuoso en precipitación y calcula la evaporación de partículas de lluvia como función de la humedad relativa y un coeficiente de evaporación.

3.1.4 Superficie terrestre

La física de la superficie terrestre es representada por el esquema conocido como BATS (Dickinson et al. 1993, Biosphere-atmosphere Transfer Scheme)). Este es un esquema sencillo con una capa para vegetación y nieve, 3 capas para tierra y una parametrización para la escorrentía. En esta versión del esquema se utilizan 22 tipos de superficie, incluyendo 2 de carácter urbano y suburbano, y 12 colores y texturas de suelo.

3.1.5 Flujos oceánicos

Los flujos oceánicos de energía son calculados por el módulo oceánico del esquema BATS, que utiliza la teoría de similaridad de Monin y Obukhov (1954) para calcular los intercambios de energía entre la atmósfera y la superficie.

3.1.6 Dominio de simulación

El dominio geográfico de las simulaciones ha sido seleccionado para encontrar un balance entre el costo computacional y la búsqueda de un área suficientemente extensa que incluya los elementos del clima regional mencionados en el Capítulo 1. El dominio seleccionado se muestra en la Figura 3.1. El área permite que el modelo represente la ZCIT (Schneider et al. 2014), la CCBNC (Amador 1998; 2008), las piscinas de agua cálida (Wang y Enfield 2001), la incursión de empujes fríos desde latitudes medias (Schultz et al. 1998), los pasos topográficos que producen canalización de flujo (Chelton et al. 2000) y las fuentes de humedad para la región (Mar Caribe y Pacífico ecuatorial este) están incluidas (Durán-Quesada et al. 2010). Además las ondas en los estes pueden ser representadas parcialmente, pues algunas tienen una longitud de hasta 4000 km en la dirección zonal (Burpee 1972), casi la misma extensión del dominio.

3.1.7 Condiciones de inicio y contorno

Como se mencionó en el Capítulo 2 un modelo de área limitada requiere de condiciones en el contorno del área para cerrar el sistema de ecuaciones. En el caso de las simulaciones de este trabajo, se utilizan como datos de contorno las salidas de una simulación realizada con el mismo modelo (RegCM4.5). Para la simulación de entrada se usa la misma configuración del Experimento GG, excepto por dos detalles: el espaciado de rejilla es de 50 km y el dominio de ejecución es más amplio (Figura 3.2). El periodo de la simulación usada en las condiciones de frontera abarca los años 2005-2011. El primer año de simulación se descarta por seguridad, ya que el modelo requiere de un cierto tiempo de simulación para alcanzar el equilibrio, tanto internamente como con las condiciones de frontera.

Dicha simulación pertenece a un grupo de simulaciones realizadas en el CIGEFI dentro del marco del proyecto CORDEX. En ellas las condiciones en el borde son prescritas a partir de los datos del reanálisis ERA interim (Dee et al. 2011). En el Cuadro 3.1 se resume las opciones de configuración que comparten las 4 simulaciones realizadas en este trabajo.

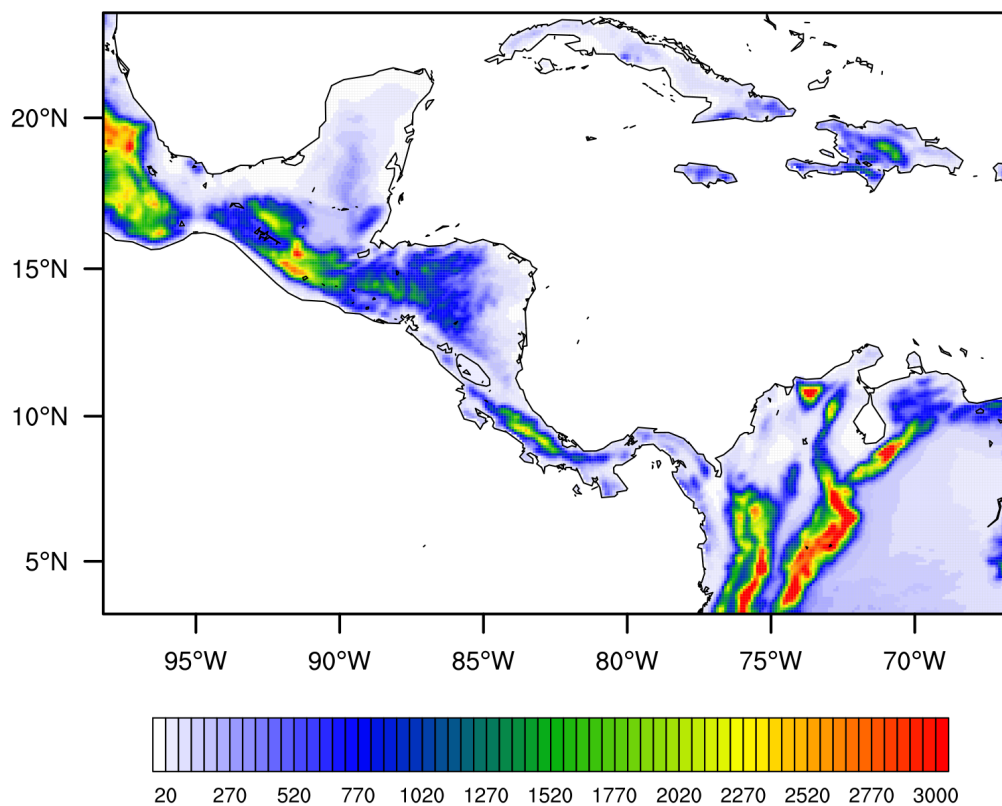


FIGURE 3.1: Dominio de ejecución. Topografía del modelo RegCM4.5. Altitud en metros sobre el nivel del mar.

Proceso	Esquema
Radiación	CCM3 Radiation (Kiehl et al. 1996)
Capa límite	Esquema de Holtslag (Holtslag y De Bruijn 1990)
Microfísica	SUBEX (Pal et al. 2000)
Superficie terrestre	BATS (Dickinson et al. 1993)
Superficie oceánica	BATS (Similaridad de Monin-Obukhov; Monin y Obukhov (1954))
Datos de entrada	CORDEX CA Grell y ERA-interim

TABLE 3.1: Opciones elegidas de configuración para el modelo RegCM4.5

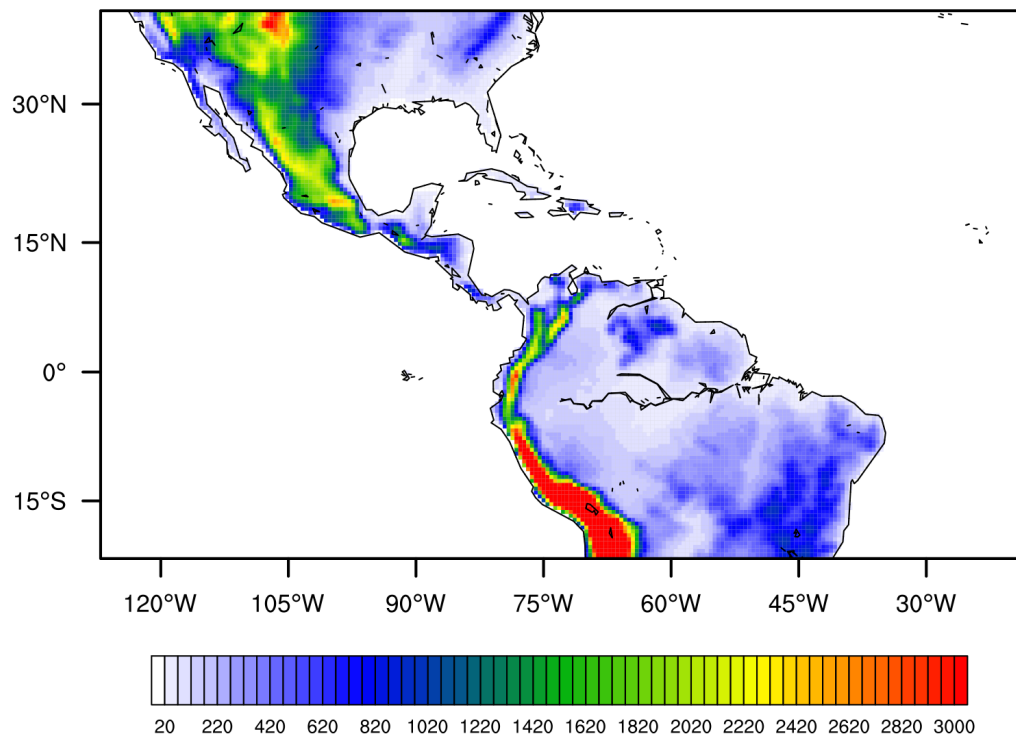


FIGURE 3.2: Dominio de ejecución de la simulación de entrada. Topografía del modelo RegCM4.5. Altitud en metros sobre el nivel del mar.

3.2 Datos

Los datos observados empleados en la elaboración de ésta tesis están descritos detalladamente en Sáenz (2014). Se cuenta con una base de datos con resolución horaria producto de observaciones de 20 estaciones automáticas equipadas con sensores de precipitación.

Todas las estaciones están emplazadas en la vertiente Caribe de Costa Rica y los datos son facilitados por la Corporación Bananera Nacional (Corbana), el Instituto Meteorológico Nacional (IMN) y el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).

En la Figura 3.3 se muestra la ubicación y el proveedor de cada estación automática. En el Cuadro 3.2 se detalla la información de los datos. Como se observa en este úl-

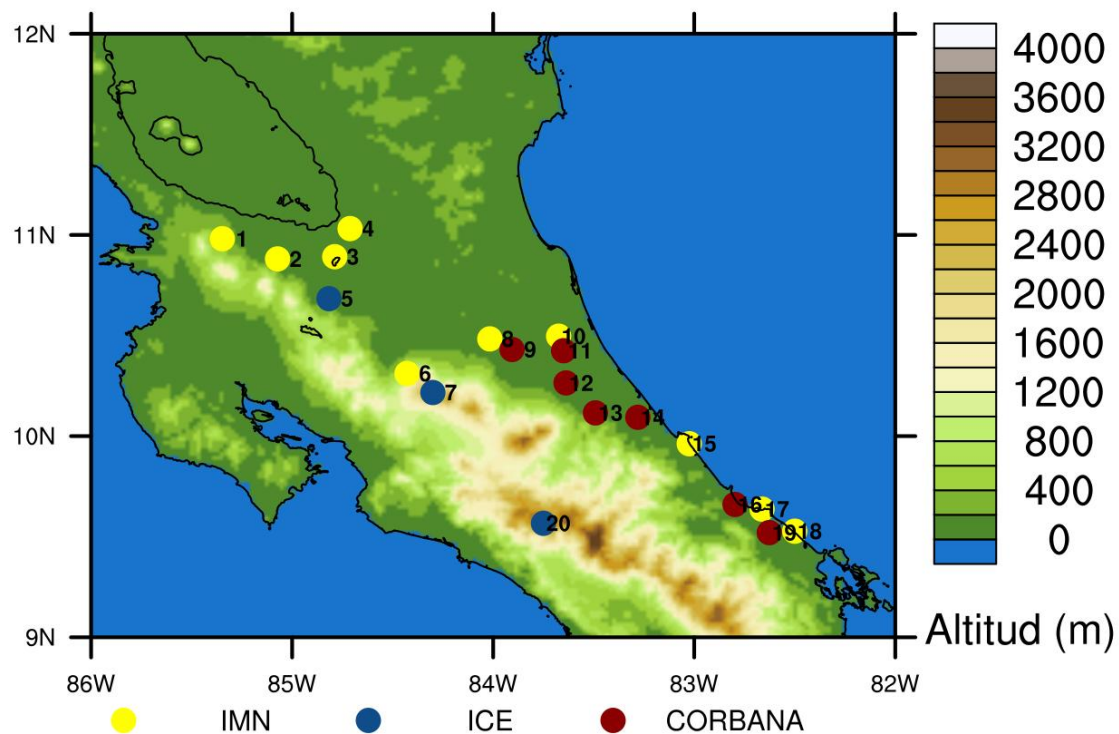


FIGURE 3.3: Ubicación y proveedor de las estaciones automáticas usadas. Adaptado de Sáenz (2014).

timo cuadro, las series de tiempo tienen datos ausentes en sus registros. Fallos en los sensores, en los sistemas de comunicación o de almacenamiento son las causas más frecuentes de pérdidas de observaciones en estaciones automáticas. En la sección 3.1.1 del trabajo de Sáenz (2014) se describe la implementación del método para

rellenar los datos ausentes en las series de precipitación. Las series de tiempo se completan usando un método de estimación de valores ausentes por medio de componentes principales (Alfaro y Soley 2009), el cual conserva la media y la desviación estándar de las series. Esta técnica consiste en:

- Tomar una matriz de datos en los que cada columna es una serie correspondiente a cada estación y sustituir los datos ausentes por la media de cada columna.
- Calcular los componentes principales de la matriz usando, $Y = X_0EL^{-1/2}$, donde X_0 es la matriz original descrita en el punto anterior, E son los vectores propios de la matriz de covarianza y L los valores propios de la misma matriz.
- Estimar los datos originales mediante, $X_a = YL^{1/2}E^T$, usando solo los primeros k valores propios y sustituir en la matriz original los datos ausentes con los valores correspondientes de X_a .
- Repetir el proceso de forma iterativa hasta que la diferencia entre los valores estimados en cada paso alcance un valor prescrito (en este caso 0.01) o deje de disminuir.

Según Alfaro y Soley (2009), el método de rellenado es subjetivo pues la selección de las estaciones a usar, el número de componentes y la tolerancia se definen de ésta forma.

La clave para usar éste método está en contar con al menos 2 estaciones ubicadas de forma que se pueda suponer que sus observaciones reflejan el efecto de los mismos mecanismos físicos. En este caso, los mecanismos de interés ocurren en escalas temporales adecuadas para ser observadas dada la resolución temporal de las series. A continuación, se explica el procedimiento para definir los grupos de series que se completan de manera conjunta. Primero se calcula el periodo más largo en que todas las series estén completas. Segundo, se estima la matriz de correlación, y con base en las correlaciones significativas al 99% y en la observación de la distribución espacial de las estaciones, se separaran las estaciones en grupos. Tercero, se identifica el periodo más largo en que todas las series estén completas para cada grupo y se repite el procedimiento.

Número	Nombre	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Porcentaje de datos ausentes (Precipitación)	Porcentaje de días con precipitación (%)
1	Finca Brasilia	10.9813	-85.3472	350	4.3	63.35
2	Upala	10.8808	-85.0725	60	5.2	56.458
3	Caño Negro	10.8919	-84.7881	30	4.2	51.073
4	Los Chiles	11.0317	-84.7117	40	17.9	52.716
5	Guatuso	10.6833	-84.8167	50	4.3	58.832
6	Ciudad Quesada	10.3114	-84.4286	700	20	57.919
7	Bajos del Toro	10.2167	-84.30	1540	8	66.089
8	La Rebusca	10.4833	-84.0167	40	7.6	58.147
9	Pénjamo	10.4308	-83.9062	67	0.03	58.466
10	Cantagallo	10.4967	-83.6744	40	22.3	56.732
11	Las Valquírias	10.4246	-83.6497	39	0.18	57.234
12	Cartagena	10.2644	-83.6375	54	4.1	51.346
13	Siquirres	10.1155	-83.4912	49	1.7	51.94
14	LimoFrut B	10.0935	-83.2804	14	1.4	49.429
15	Limón	9.9622	-83.0247	7	1.7	49.521
16	Agrotubérculos	9.6604	-82.797	16	2.0	48.288
17	Manzanillo	9.6372	-82.6625	80	14.3	49.795
18	Sixaola	9.5275	-83.6339	10	14.1	49.429
19	PAIS	9.5204	-82.6265	17	0.1	46.006
20	Cerro de la Muerte	9.5667	-83.75	3475	1.6	52.031

TABLE 3.2: Ubicación de las estaciones automáticas e información sobre datos usados en este estudio. ND: No hay datos.

3.3 Métodos de evaluación

El foco de este trabajo es la variabilidad diurna observada y la capacidad de las simulaciones, con el modelo RegCM, para representar tanto esta variabilidad, como su importancia relativa en comparación con otros modos de variabilidad.

La variabilidad diurna es derivada de la distribución horaria media de la precipitación. Su importancia relativa es calculada mediante un análisis espectral a toda la serie horaria.

Los pasos a seguir para la evaluación de cada uno de los experimentos son los siguientes:

- Paso 1: Determinar los 4 puntos de rejilla que componen la cuadrícula que rodea la ubicación de cada estación automática. Construir una única serie de tiempo simulada a partir de las series de tiempo correspondientes a los 4 puntos cercanos a cada estación mediante un promedio pesado. La forma de calcular los pesos será presentada en breve.
- Paso 2: Aplicar análisis espectral a cada serie, determinar los picos estadísticamente significativos al 99 % usando intervalos de confianza de la distribución inversa de Pearson (χ^2).

- Paso 3: Determinar la importancia relativa de las oscilaciones con un periodo de 24 horas dentro de cada serie y su significancia estadística. Comparar, en términos de la amplitud del ciclo diurno, cada serie simulada con su respectiva serie observada.
- Paso 4: Calcular la distribución horaria media de cada serie de tiempo.
- Paso 5: Aplicar un análisis armónico a dichas distribuciones, extraer el primer (24 horas), segundo (12 horas) y tercer armónico (8 horas).
- Paso 6: Reconstruir las distribuciones con uno, dos y tres armónicos, determinar el error de cada una de las tres aproximaciones.
- Paso 7: Comparar cada una de las aproximaciones a las distribuciones simuladas con su contraparte observada.
- Paso 8: Determinar la simulación que mejor representa las características del ciclo diurno.

A continuación se detallan los procedimientos más importantes de cada uno de los pasos recién mencionados.

3.3.1 Construcción de series de tiempo simuladas

Para construir las series de tiempo simuladas se buscan los 4 puntos de rejilla que rodean la ubicación de cada estación automática. Usando la distancia entre cada punto y la estación, y la diferencia en la altitud se determinan pesos para crear una serie de promedios pesados. Los pesos se construyen de la siguiente forma:

$$w_j = \frac{1}{2} \left(\frac{d_j^{-1}}{\sum_{i=1}^4 d_i^{-1}} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{h_j^{-1}}{\sum_{i=1}^4 h_i^{-1}} \right), \quad (3.1)$$

donde d_i es la distancia de la estación a cada punto y h_i es la diferencia entre la altitud de cada punto y la de la estación, y j toma valores de 1 a 4. Entonces, para cada paso temporal de la serie, el valor de la variable es:

$$P(t) = \frac{\sum_{j=1}^4 w_j p_j(t)}{\sum_{j=1}^4 w_j}, \quad (3.2)$$

donde $p_j(t)$ es el valor de la variable $P(t)$ en el punto j .

3.3.2 Análisis espectral

Para determinar la importancia relativa de la variabilidad diurna, se aplica una transformada rápida de Fourier a cada serie de tiempo. Es importante destacar que antes de aplicar la transformada se resta el promedio, se elimina la tendencia y se “afina” la serie modificando el 10% de los datos para darle una forma periódica, evitando así una transferencia sintética de poder entre frecuencias (Bloomfield 2005). Con los coeficientes de Fourier se calcula el espectro original y éste es normalizado para que su integral sea igual a la varianza de la serie.

Para cada serie se determina una serie de tiempo sintética de ruido rojo (proceso de Markov), con la misma autocorrelación de orden 1 que la serie. Se calcula el espectro de poder para dicha serie, de la misma forma que se calcula el original y se comparan ambos espectros usando intervalos de confianza derivados de la distribución inversa de Pearson (χ^2) a un nivel del 99 %.

El procedimiento recién mencionado se realiza con las funciones “specx_anal” y “specx_ci” del paquete NCAR Command Language (UCAR 2017, NCL).

3.3.3 Importancia relativa del ciclo diurno

Después de determinar los picos estadísticamente significativos se ordenan las frecuencias correspondientes en orden de mayor a menor aporte a la varianza. Aplicando la relación $T = 1/f$ se obtienen los periodos correspondientes a estas frecuencias. Para interpretar más fácilmente los modos de oscilación, los periodos son redondeados en forma convencional al entero más cercano. La energía correspondiente a los periodos redondeados a un mismo valor es acumulada.

3.3.4 Cálculo de la distribución horaria media

Para calcular la distribución horaria media de una variable se toma su serie de tiempo y se promedian los valores para cada una de las 24 horas del día de la siguiente forma:

$$\overline{P(t)} = \frac{1}{d} \sum_{i=1}^d P_i(t), \quad (3.3)$$

donde $\overline{P(t)}$ es el valor medio de la variable P durante la hora t y d es el número de días tomados en cuenta para el cálculo.

3.3.5 Análisis armónico

A diferencia del caso de las series de tiempo originales, en el que es necesario aplicar un algoritmo como la transformada rápida de Fourier, en el caso de las distribuciones horarias es fácil obtener los coeficientes de Fourier usando el método simple de mínimos cuadrados. De esta forma la serie se representa como:

$$P_t = \bar{P} + \sum_{i=1}^{n/2} [C_k \cos\left(\frac{2\pi kt}{n} - \phi_k\right)], \quad (3.4)$$

donde n es la longitud de la serie (24 horas), \bar{P} es el valor medio de la variable, C_k es la amplitud del k -ésimo armónico y ϕ_k es el ángulo de fase del k -ésimo armónico. La amplitud y la fase de cada armónico se puede calcular usando el procedimiento descrito en (Wilks 2011):

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n P_t \cos\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (3.5)$$

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n P_t \sin\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (3.6)$$

Las amplitudes se calculan usando $C_k = [A_k^2 + B_k^2]^{\frac{1}{2}}$ y los ángulos de fase son:

$$\phi_k = \begin{cases} \tan^{-1}\left(\frac{B_k}{A_k}\right), & \text{si } A_k > 0 \\ \tan^{-1}\left(\frac{B_k}{A_k}\right) \pm \pi, & \text{si } A_k < 0 \\ \frac{\pi}{2}, & \text{si } A_k = 0 \end{cases} \quad (3.7)$$

El porcentaje de la varianza de P_t explicado por el armónico k se calcula usando:

$$\frac{0.5 * C_k^2}{Var(P_t)} \quad (3.8)$$

Mediante el uso de la ecuación 3.4 es posible extraer cada uno de los k armónicos, multiplicando ambos lados por δ_{ik} en donde i es el armónico que se desea extraer.

3.3.6 Reconstrucción de series usando pocos armónicos

Para reconstruir las series tomando en cuenta uno o varios armónicos se usa, nuevamente, la ecuación 3.4. En este caso se hacen tres reconstrucciones diferentes: tomando solamente el primer armónico ($f = 1/24 \text{ h}^{-1}$) se reduce la sumatoria a

$k = 1$, tomando el primer y segundo armónico ($f = 1/12 \text{ h}^{-1}$) se hace la sumatoria desde $k = 1$ hasta $k = 2$ y tomando el primer, segundo y tercer armónico ($f = 1/8 \text{ h}^{-1}$) se hace la sumatoria desde $k = 1$ hasta $k = 3$.

Para determinar el error cometido al aproximar una serie a partir n términos en la sumatoria se usa el porcentaje de la varianza explicado por ellos:

$$error(\%) = 100 - \sum_{k=1}^n \frac{0.5 * C_k^2}{Var(P_t)} \quad (3.9)$$

3.3.7 Comparación de observaciones contra simulaciones

Todos los cálculos se aplican tanto a series observadas como a series simuladas, el siguiente paso es comparar cada serie simulada con su contraparte observada. De esta forma se determina en cada caso, cuál experimento representa mejor las métricas derivadas de las observaciones.

Primero se analiza el caso de la importancia relativa del ciclo diurno, para esto se comparan los picos estadísticamente significativos del espectro de poder. Si el ciclo diurno forma parte de este grupo, se determina el porcentaje de la varianza asociada a él. Después se normalizan las varianzas para poder comparar las series observadas con sus correspondientes series simuladas.

En segundo lugar se analizan las diferencias entre los ciclos diurnos derivados de las distribuciones horarias. Aquí se usa el error cuadrático medio (RMSE) entre las series derivadas de observaciones y las derivadas de simulaciones como métrica de evaluación:

$$RMSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2 \quad (3.10)$$

Además, la diferencia en la fase el primer armónico, indicador de la hora del máximo, es evaluada.

Finalmente se reporta un valor promedio de todas las estaciones para cada una de las métricas mencionadas para determinar cual de los 4 experimentos representa de forma más realista los elementos de la variabilidad diurna observada.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Importancia relativa del ciclo diurno en el espectro de las oscilaciones atmosféricas

Para determinar la importancia del ciclo diurno con respecto a otros modos de oscilación atmosférica, se estimó el espectro de las series de tiempo utilizando un algoritmo para calcular la transformada rápida de Fourier. El espectro determina la importancia relativa de los diferentes modos de oscilación de la serie, entre ellos el ciclo diurno, medida como la amplitud de la oscilación en un dominio específico de frecuencia.

Como las series de tiempo normalmente tienen algún porcentaje de su varianza dominado por ruido, es necesario identificar en cuales frecuencias la varianza sobresale sobre el ruido. En el Capítulo 3 se detalló el procedimiento empleado para determinar el porcentaje de la varianza asociado al ruido y las frecuencias en las que se presenta. La varianza en frecuencias cuyas oscilaciones sobresalen arriba del ruido es referida como estadísticamente significativa.

En el Cuadro 4.1 se muestran la importancia relativa del ciclo diurno, es decir, el porcentaje de la varianza, que es estadísticamente significativa, representada por el ciclo diurno. Además, se muestra el porcentaje de la varianza en el total del espectro que es estadísticamente significativa; para cada una de las series de tiempo, observadas y simuladas, analizadas en este trabajo. Como se observa en el Cuadro 4.1, el ciclo diurno es el principal modo de variabilidad en las series observadas por las estaciones automáticas ubicadas relativamente lejos de la costa Caribe (Estaciones 1 a 8). En la Figura 4.1.a se muestra el espectro de la Estación 1 (Finca Brasilia), que sirve como ejemplo para ilustrar el comportamiento en estas estaciones. De la Figura 4.1.a y el Cuadro 4.1, se puede notar que las series producto de los 4 experimentos tienden a capturar correctamente la predominancia del ciclo diurno sobre otras oscilaciones del espectro total. En las estaciones ubicadas cerca de la costa Caribe, a una distancia menor a 30 km, el ciclo diurno no es el principal modo de variabilidad (Estaciones 10 a 19). Éste es opacado por modos con diferentes frecuencias, aunque en varias estaciones el ciclo diurno siempre se encuentra entre los principales modos. En la Figura 4.2 se presenta el espectro de la Estación 15, como ejemplo de las

Experimento	Jerarquía del ciclo diurno					% de varianza significativa en CD					% de varianza que es significativa				
	OBS	GG	GK	KG	KK	OBS	GG	GK	KG	KK	OBS	GG	GK	KG	KK
Estación 1	1	1	4	1	1	14	27	3	14	9	5	10	17	11	8
Estación 2	1	1	1	1	1	21	46	9	36	16	6	9	15	11	10
Estación 3	1	1	1	1	1	27	56	26	46	22	5	13	15	13	10
Estación 4	1	1	1	1	1	30	59	23	39	11	5	13	17	9	13
Estación 5	1	1	1	1	1	23	52	16	42	28	14	12	13	13	11
Estación 6	1	1	1	1	1	19	64	28	45	36	12	19	16	18	10
Estación 7	1	1	1	1	1	18	69	35	37	34	16	23	15	21	12
Estación 8	1	1	1	1	1	11	37	20	50	25	7	18	22	14	13
Estación 9	2	1	1	1	1	8	30	16	49	24	8	19	23	14	13
Estación 10	52	1	1	1	1	1	14	8	40	22	11	22	28	11	11
Estación 11	4	1	1	1	1	1	12	8	40	21	10	25	30	12	12
Estación 12	3	1	1	1	1	4	16	10	40	14	8	29	30	15	17
Estación 13	2	1	1	1	1	4	28	14	28	9	9	31	29	20	26
Estación 14	24	1	1	1	1	1	6	5	10	5	12	32	32	20	20
Estación 15	5	1	1	1	1	1	5	3	7	4	10	32	31	20	15
Estación 16	4	1	1	1	1	1	9	5	9	5	11	27	27	15	19
Estación 17	4	1	1	1	1	2	5	3	11	9	10	20	24	11	13
Estación 18	14	1	1	1	1	1	50	5	21	14	9	21	23	9	10
Estación 19	180	1	1	1	1	0	7	4	22	12	7	20	27	9	11
Estación 20	1	1	1	1	1	33	46	17	45	35	12	21	17	24	17

TABLE 4.1: Jerarquía del ciclo diurno, porcentaje de la varianza significativa representada por el ciclo diurno (CD) y porcentaje de la varianza total que es significativo.

estaciones cercanas a la costa Caribe. En ella se observa que todas las simulaciones sobrestiman la importancia relativa del ciclo diurno, al tiempo que subestiman la de los modos de alta frecuencia observados. Esto es coherente con el espaciado entre puntos de rejilla del modelo (25 km), que limita el tipo de sistemas que pueden ser simulados. La información en el Cuadro 4.1 sugiere que existe una relación directa entre la importancia relativa del ciclo diurno y la distancia a la costa Caribe. Para evaluar esta hipótesis se calcula el coeficiente de correlación de Spearman entre la importancia relativa y la distancia a la costa Caribe. En el Cuadro 4.2 se muestran los resultados tanto para series observadas como simuladas, la correlación observada es fuerte (0.84) y significativa al 99%. El Experimento GG reproduce de mejor forma esa relación.

Serie	Observación	Experimento GG	Experimento GKF	Experimento KFG	Experimento KFKF
Correlacion	0.84	0.71	0.60	0.54	0.52

TABLE 4.2: Correlación de Spearman entre la distancia a la costa de la estación y el porcentaje de la varianza atribuido al ciclo diurno. Números en negro corresponden a valores significativos al 99% y en rojo a valores significativos al 95%.

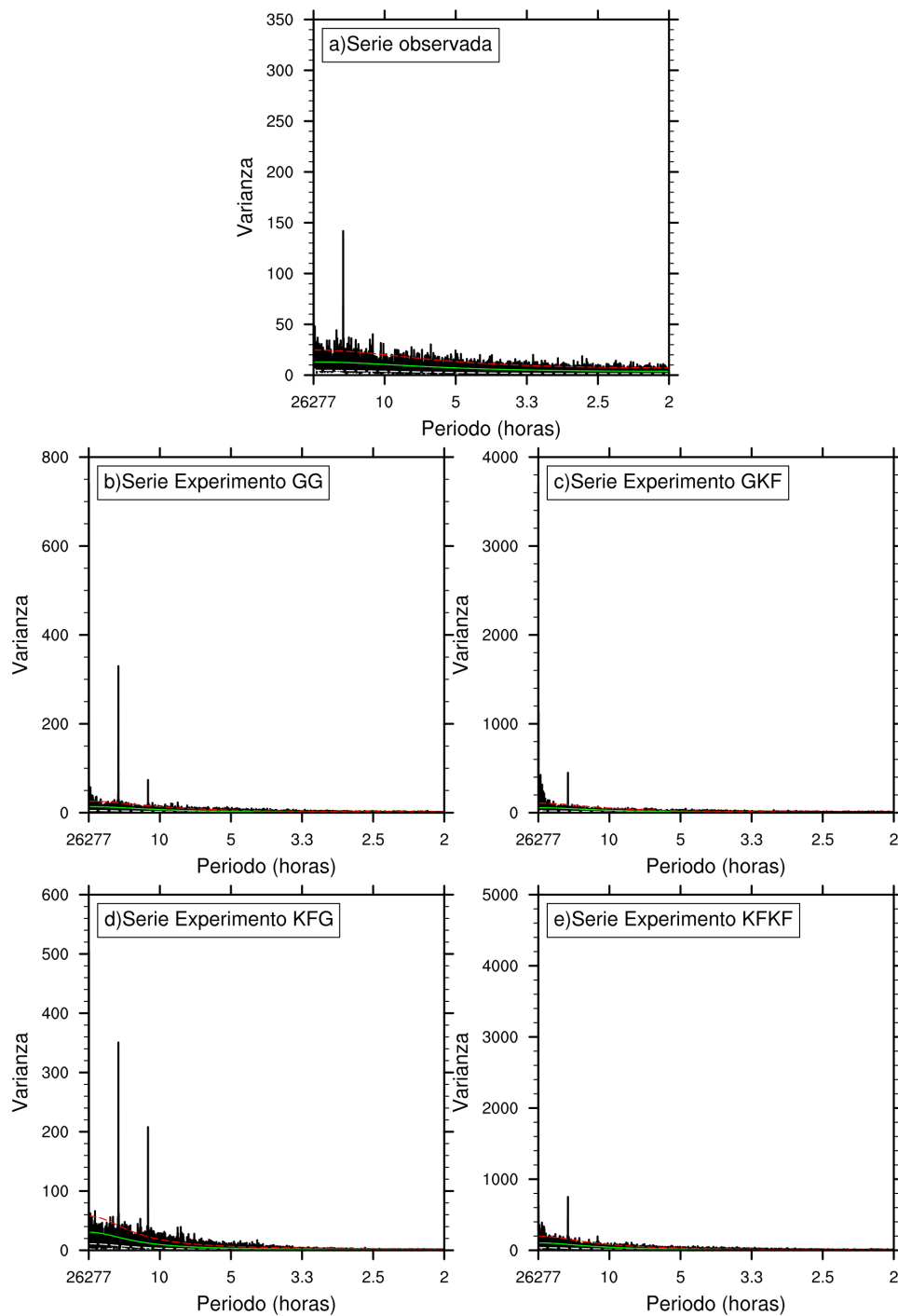


FIGURE 4.1: Espectro de frecuencias de la serie de tiempo de la Estación 1. La línea verde corresponde al espectro de Markov. La línea roja al intervalo de confianza al 99%.

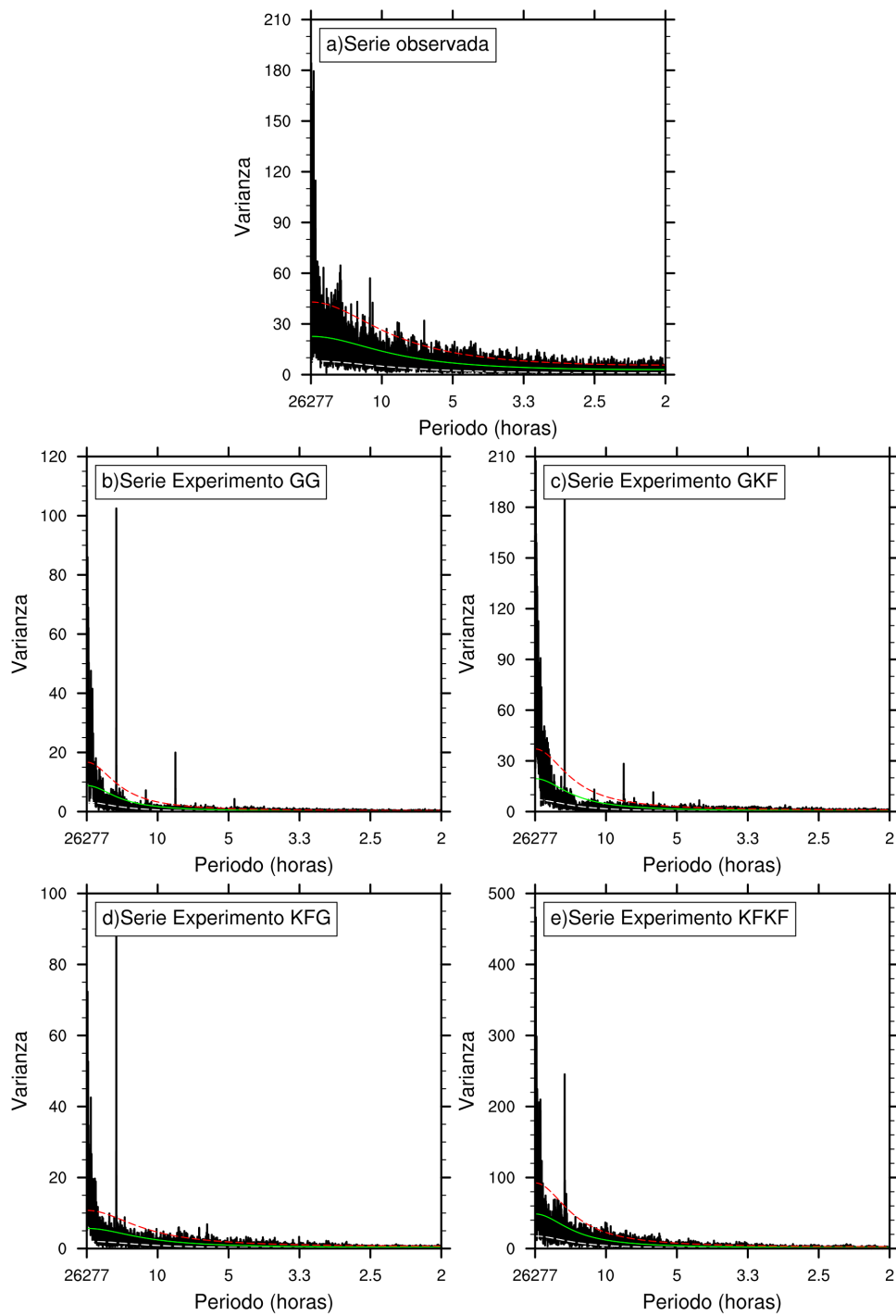


FIGURE 4.2: Espectro de frecuencias de la serie de tiempo de la Estación 15. La línea verde corresponde al espectro de Markov. La línea roja al intervalo de confianza al 99%.

4.2 Distribución media horaria y análisis armónico

Como se mencionó en el Capítulo 3, se aplicó un análisis armónico a las distribuciones horarias medias de precipitación para determinar la importancia del ciclo diurno en la escala temporal diurna, así como su simulación en los diferentes experimentos. Como referencia, en la Figura 4.3 se presenta la distribución horaria de precipitación calculada a partir de series normalizadas.

En los Cuadros 4.3, 4.4 y 4.5 se presentan los porcentajes de varianza de cada distribución al ser representada usando el primer armónico (Cuadro 4.3), los primeros 2 armónicos (Cuadro 4.4) y los primeros 3 armónicos (Cuadro 4.5). A partir de estas representaciones se calcula el error cuadrático medio que se comete en las simulaciones, si se usan las distribuciones reconstruidas a partir de armónicos como estimaciones de las distribuciones horarias de precipitación.

4.2.1 Primer armónico

Si se inspecciona el Cuadro 4.3 se observa que el porcentaje de la varianza atribuido al ciclo diurno es menor en las distribuciones observadas que en las distribuciones derivadas de simulaciones. El porcentaje de la varianza atribuida al primer armónico es, en promedio, 46.6% en las distribuciones observadas. En el caso de las distribuciones simuladas es de 75.8% en el Experimento GG, 82.2% e el Experimento GKF, 80.2% en el Experimento KFG y 83.1% en el Experimento KFKF. Esta discrepancia es de esperar debido al espacio entre puntos de rejilla, de 25 km, con la que se ha configurado el modelo. Con un espaciado de rejilla de esta magnitud el modelo es incapaz de simular muchos procesos conducentes a la precipitación que son modulados por la topografía compleja de la zona.

Otro aspecto que salta a la vista es que en las distribuciones observadas la importancia de la varianza representada por el ciclo diurno es mayor en las estaciones más distantes a la costa Caribe. Para determinar la dependencia del ciclo diurno con la distancia a la costa Caribe, se calcula el coeficiente de correlación de Spearman entre la distancia a la costa Caribe y el porcentaje de la varianza atribuida al ciclo diurno (para ambas, observaciones y simulaciones). Este coeficiente tiene un valor de 0.73 (significativo al 99%) para las observaciones, este resultado es coherente con el obtenido en la sección anterior donde se estudió la importancia del ciclo diurno dentro del espectro de toda la serie. El Experimento GG logra capturar esta relación positiva con un coeficiente de 0.75 (significativo al 99%). Para los experimentos

GKF y KFG no hay valores significativos del coeficiente mientras que para el Experimento KFKF la relación es negativa (-0.69) y significativa al 99%. En el caso del Experimento KFKF, el ciclo diurno es más pronunciado en zonas costeras de la vertiente Caribe, que en zonas tierra adentro en dicha vertiente.

El error cuadrático medio de la aproximación usando el primer armónico en los experimentos se presenta en Cuadro 4.3. Los Experimentos GG y KFG producen errores menores (ambos con promedio 0.16), mientras que el error en el Experimento GKF tiene un valor medio de 0.18 y 0.16 en el Experimento KFKF. Es importante mencionar que las diferencias entre estos promedios no son significativas al 99%.

Estaciones	P.V.A. OBS	P.V.A. GG	RMSE GG	P.V.A GKF	RMSE GKF	P.V.A. KFG	RMSE KFG	P.V.A KFKF	RMSE KFKF
Estación 1	65	74	0.10	81	0.15	57	0.09	78	0.21
Estación 2	76	80	0.05	75	0.08	73	0.06	77	0.14
Estación 3	75	85	0.14	84	0.21	75	0.14	81	0.17
Estación 4	79	88	0.12	88	0.21	84	0.10	88	0.15
Estación 5	61	84	0.01	80	0.03	71	0.09	72	0.12
Estación 6	69	81	0.03	85	0.02	78	0.09	76	0.13
Estación 7	76	84	0.25	86	0.24	77	0.32	75	0.32
Estación 8	48	77	0.10	83	0.13	82	0.11	78	0.15
Estación 9	43	77	0.12	84	0.15	85	0.12	80	0.16
Estación 10	7	75	0.18	88	0.26	91	0.20	87	0.26
Estación 11	11	76	0.18	88	0.25	91	0.19	86	0.25
Estación 12	46	77	0.15	86	0.20	83	0.14	76	0.19
Estación 13	41	80	0.18	85	0.20	80	0.10	74	0.15
Estación 14	34	73	0.15	86	0.23	89	0.09	88	0.17
Estación 15	51	72	0.14	79	0.18	86	0.13	89	0.16
Estación 16	12	68	0.15	80	0.20	83	0.07	94	0.16
Estación 17	40	54	0.14	75	0.18	69	0.10	92	0.21
Estación 18	10	75	0.53	75	0.15	77	0.11	92	0.17
Estación 19	6	57	0.11	76	0.16	85	0.09	93	0.19
Estación 20	81	79	0.28	80	0.28	88	0.88	85	1.04

TABLE 4.3: Primer armónico de la distribución horaria media de precipitación. P.V.A: Porcentaje de varianza representada por el armónico. RMSE: Error cuadrático medio de las distribuciones horarias de precipitación simuladas con respecto a las observadas. Aproximación usando el primer armónico.

4.2.2 Segundo armónico

El segundo armónico de la distribución horaria de precipitación es conocido como el ciclo semidiurno, por su periodo de 12 horas. De los Cuadros 4.3 y 4.4 se observa que la varianza atribuida a este ciclo tiende a ser mucho mayor en las distribuciones derivadas de observaciones que en las de simulaciones. En el caso de las distribuciones observadas, el ciclo semi diurno explica en promedio el 32%, mientras que los experimentos que más varianza atribuyen a este ciclo son los que usan el esquema de Kain-Fritsch sobre tierra (Experimento KFG con 12.45 y Experimento KFKF con 10.85). Los otros experimentos atribuyen al ciclo semi diurno un 7.00 (Experimento GG) y un 3.95 (Experimento GKF).

El patrón espacial observado del segundo armónico es inverso al correspondiente del

ciclo diurno: su importancia tiende a ser mayor en las estaciones más cercanas a la costa Caribe. Este patrón probablemente se debe a la interacción entre las brisas de tierra y los alisios, así como los sistemas de mesoescala de origen marino que usualmente presentan máximos durante las primeras horas de la mañana. El coeficiente de correlación de Spearman entre la distancia a la costa Caribe y la varianza atribuida al segundo armónico es negativo para las distribuciones derivadas de observaciones (-0.58 significativo al 99%). Los datos derivados del Experimento GG no presentan ninguna relación significativa mientras que los del resto de experimentos presentan correlaciones positivas (Experimento GKF con 0.83, Experimento KFG con 0.67 y Experimento KFKF con 0.73, todas significativas al 99%).

La aproximación a la distribución horaria de precipitación usando los 2 primeros armónicos representa más del 84% de la varianza en la mayoría de series observadas. El error cuadrático medio al simular esta aproximación con el modelo RegCM es menor, en promedio, en los experimentos GG y KFG (0.17), seguidos de cerca por el Experimento GKF (0.19). El Experimento KFKF presenta un valor de 0.47 y 0.24. Las diferencias entre estos valores medios no son significativas al 99%.

Estaciones	P.V.A. OBS	P.V.A. GG	RMSE GG	P.V.A. GKF	RMSE GKF	P.V.A. KFG	RMSE KFG	P.V.A. KFKF	RMSE KFKF
Estación 1	19	18	0.10	7	0.16	34	0.11	17	0.22
Estación 2	15	8	0.07	9	0.09	20	0.07	17	0.15
Estación 3	18	4	0.14	6	0.21	19	0.15	14	0.18
Estación 4	8	6	0.12	6	0.22	10	0.11	7	0.16
Estación 5	29	8	0.06	9	0.06	21	0.11	20	0.12
Estación 6	21	2	0.12	3	0.11	16	0.10	18	0.14
Estación 7	17	1	0.26	3	0.26	17	0.35	18	0.36
Estación 8	38	9	0.13	5	0.14	13	0.11	16	0.15
Estación 9	38	9	0.13	5	0.15	10	0.12	14	0.16
Estación 10	2	7	0.19	2	0.27	2	0.20	8	0.27
Estación 11	17	6	0.18	2	0.26	3	0.20	9	0.26
Estación 12	37	6	0.15	4	0.20	12	0.14	18	0.20
Estación 13	43	8	0.18	5	0.20	14	0.10	18	0.16
Estación 14	47	6	0.15	2	0.24	5	0.10	5	0.18
Estación 15	36	4	0.15	1	0.19	4	0.13	2	0.16
Estación 16	65	7	0.15	0	0.20	8	0.07	0	0.16
Estación 17	39	17	0.15	4	0.19	17	0.11	2	0.22
Estación 18	65	3	0.53	0	0.16	10	0.11	3	0.18
Estación 19	74	9	0.12	0	0.16	7	0.10	1	0.19
Estación 20	14	2	0.30	6	0.30	7	0.91	10	1.09

TABLE 4.4: Segundo armónico de la distribución horaria media de precipitación. P.V.A: Porcentaje de varianza representada por el armónico. RMSE: Error cuadrático medio de las distribuciones horarias de precipitación simuladas con respecto a las observadas. Aproximación usando los dos primeros armónicos.

4.2.3 Tercer armónico

El tercer armónico de la distribución horaria de la precipitación es poco importante en la mayoría de estaciones (solamente en la Estación 10 lo es). En las series derivadas de observaciones no existe una relación significativa entre la varianza que representa

y la distancia a la costa. En los Experimentos GG y GKF este armónico es comparativamente importante, especialmente en los puntos de rejilla representativos de las estaciones al sur de la costa Caribe costarricense y la varianza que representa sí está correlacionada significativamente con la distancia a la costa (-0.87 en el Experimento GG y -0.56 en el Experimento GKF).

Las aproximaciones a la distribución horaria de precipitación usando los tres primeros armónicos recogen casi toda la varianza de estas (Cuadro 4.5). El Experimento KFG es el que tiene el mejor desempeño medio con esta métrica (0.17), seguido por el Experimento GG (0.19), el Experimento GKF (0.20) y el Experimento KFKF (0.24). De nuevo, las diferencias entre estos no son estadísticamente significativas.

Estaciones	P.V.A. OBS	P.V.A. GG	RMSE GG	P.V.A GKF	RMSE GKF	P.V.A. KFG	RMSE KFG	P.V.A KFKF	RMSE KFKF
Estación 1	4	2	0.11	2	0.16	4	0.12	0	0.23
Estación 2	1	5	0.08	8	0.11	2	0.08	1	0.15
Estación 3	0	4	0.14	4	0.22	1	0.15	0	0.18
Estación 4	4	1	0.12	1	0.22	1	0.11	0	0.16
Estación 5	2	3	0.08	5	0.08	3	0.11	2	0.13
Estación 6	5	5	0.18	4	0.16	2	0.11	1	0.14
Estación 7	1	4	0.30	2	0.28	1	0.35	2	0.36
Estación 8	6	7	0.15	5	0.15	0	0.12	1	0.15
Estación 9	10	8	0.16	5	0.16	0	0.13	1	0.17
Estación 10	30	12	0.21	3	0.27	2	0.21	0	0.27
Estación 11	6	12	0.19	3	0.26	1	0.20	0	0.26
Estación 12	8	9	0.18	4	0.22	1	0.14	2	0.20
Estación 13	6	5	0.19	4	0.21	2	0.10	3	0.16
Estación 14	3	13	0.16	5	0.24	1	0.10	1	0.18
Estación 15	0	14	0.15	9	0.20	2	0.13	3	0.17
Estación 16	4	15	0.16	12	0.21	3	0.07	0	0.16
Estación 17	6	17	0.16	12	0.19	7	0.11	0	0.22
Estación 18	4	8	0.56	14	0.17	7	0.11	0	0.18
Estación 19	3	22	0.14	14	0.17	3	0.10	0	0.19
Estación 20	0	8	0.36	5	0.34	1	0.91	1	1.09

TABLE 4.5: Tercer armónico de la distribución horaria media de precipitación. P.V.A: Porcentaje de varianza representada por el armónico. RMSE: Error cuadrático medio de las distribuciones horarias de precipitación simuladas con respecto a las observadas. Aproximación usando los tres primeros armónicos.

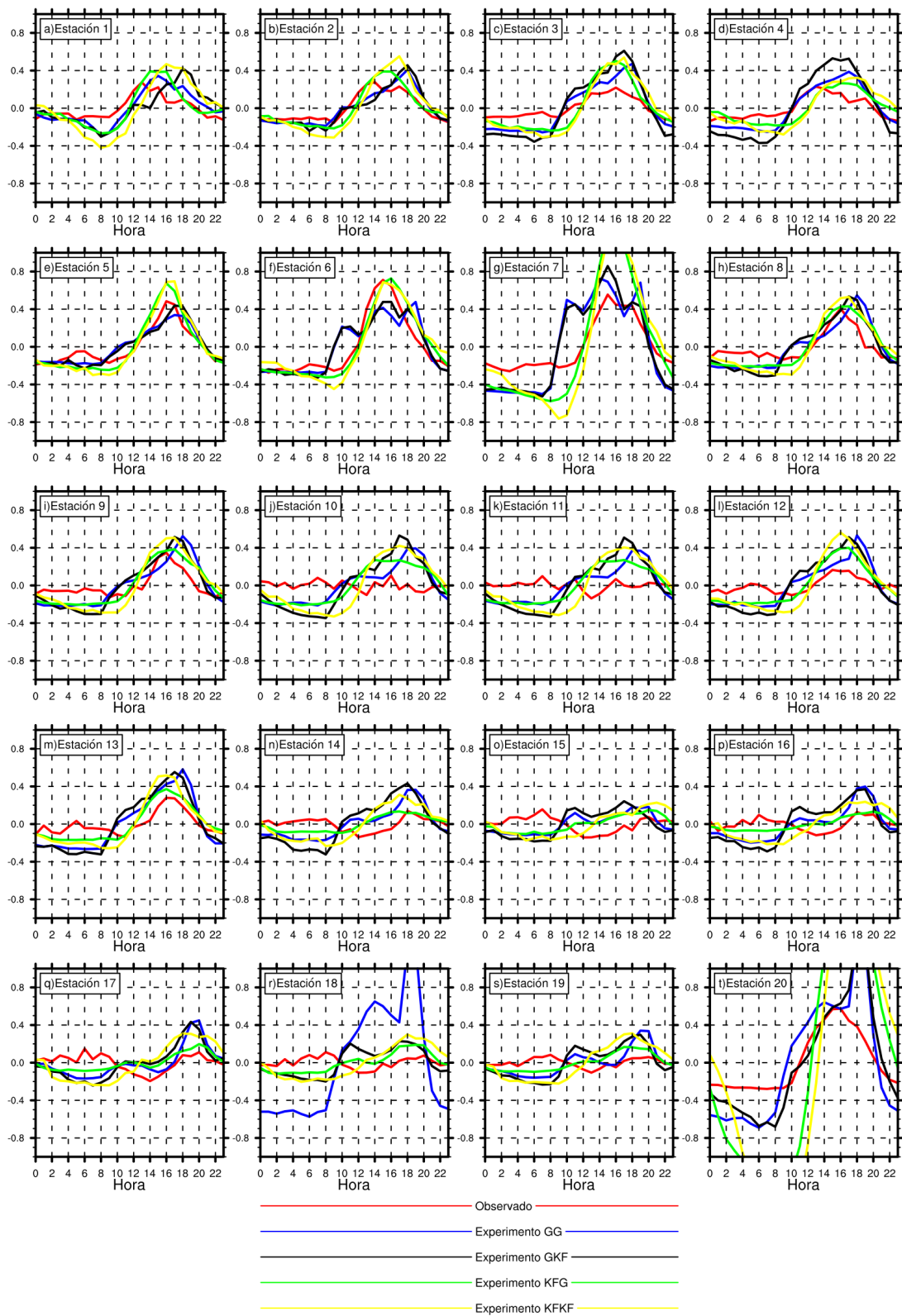


FIGURE 4.3: Distribución horaria de precipitación de las 20 estaciones.

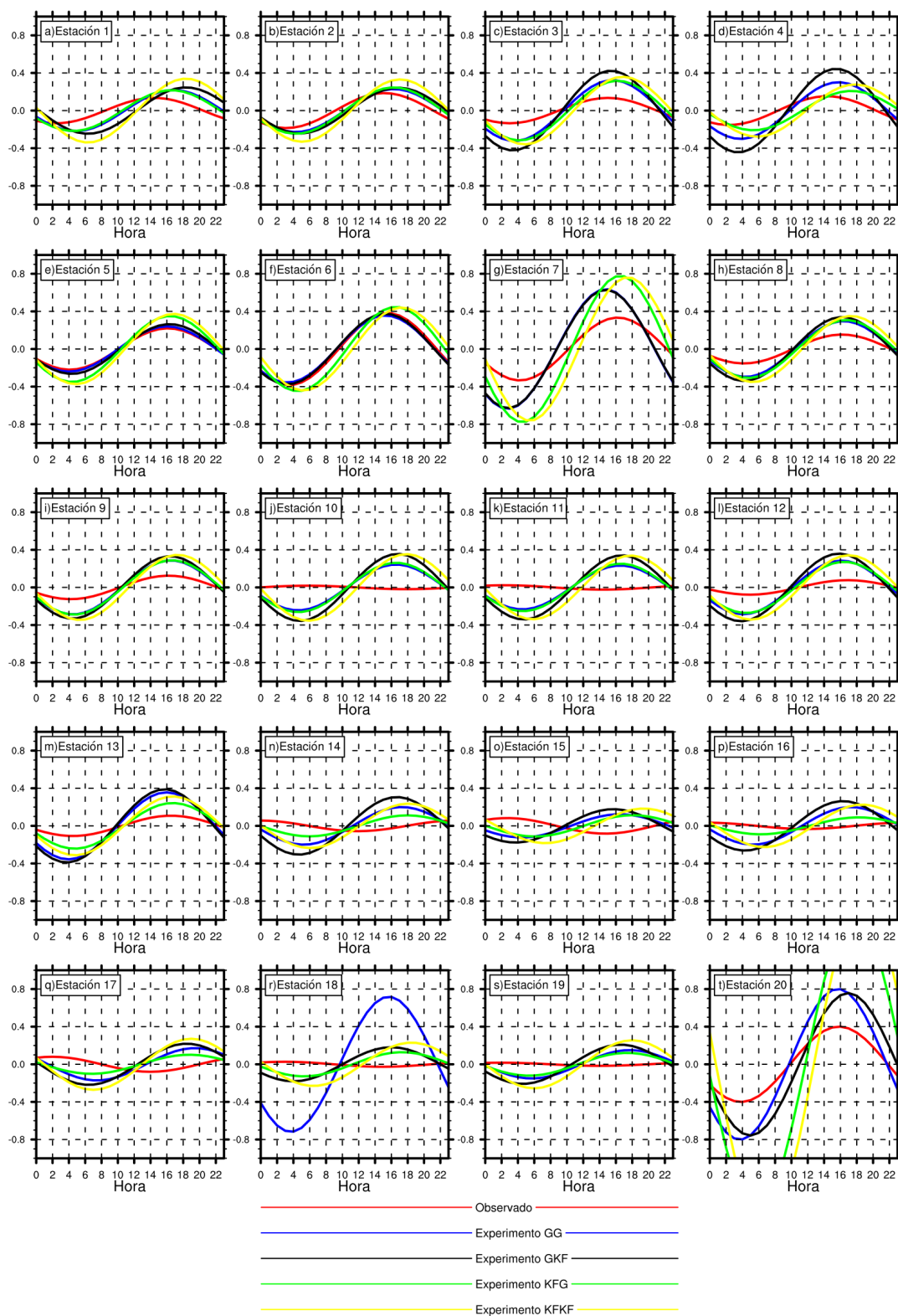


FIGURE 4.4: Primer armónico de la distribución horaria de precipitación de las 20 estaciones.

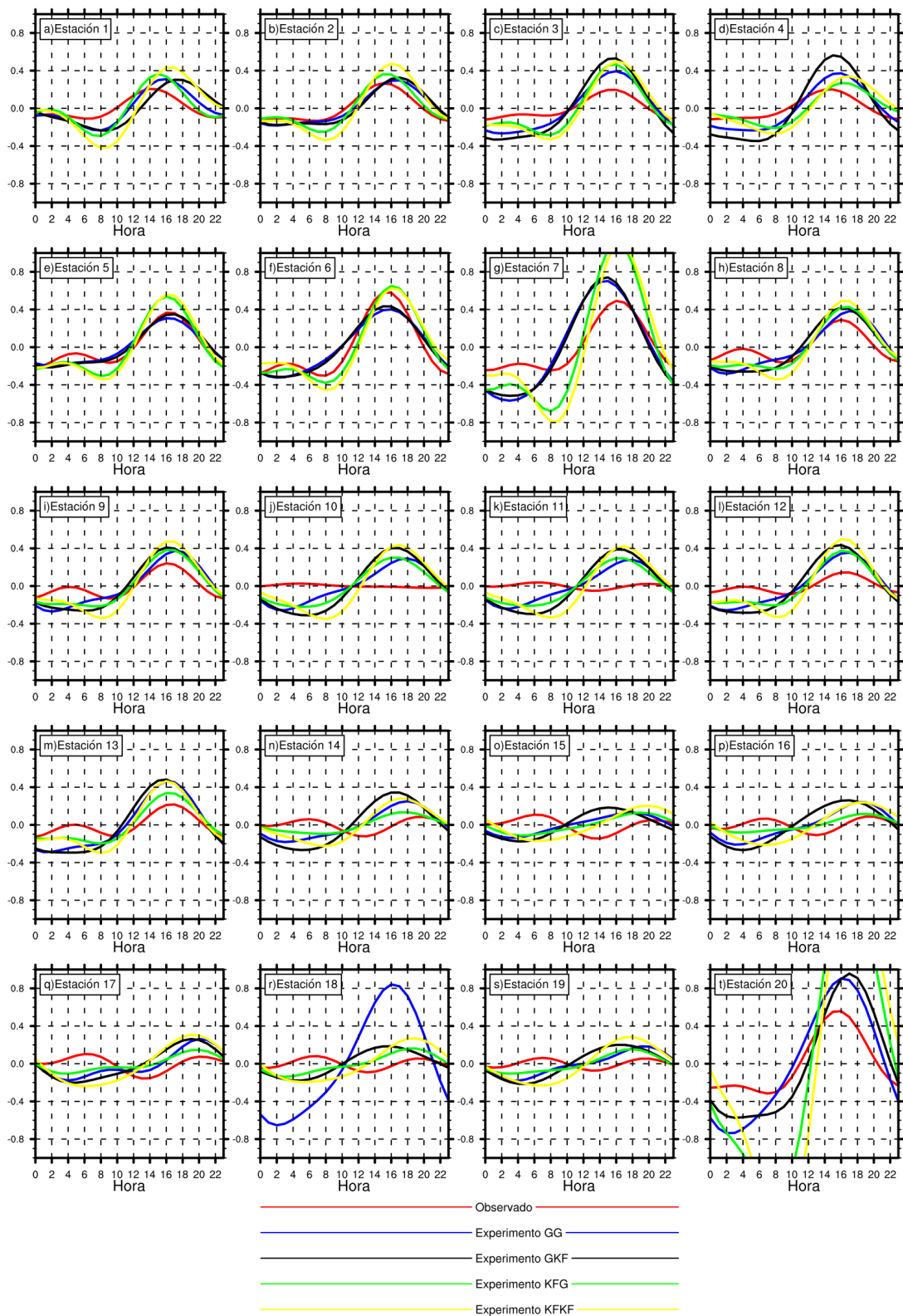


FIGURE 4.5: Primer y segundo armónico de la distribución horaria de precipitación de las 20 estaciones.

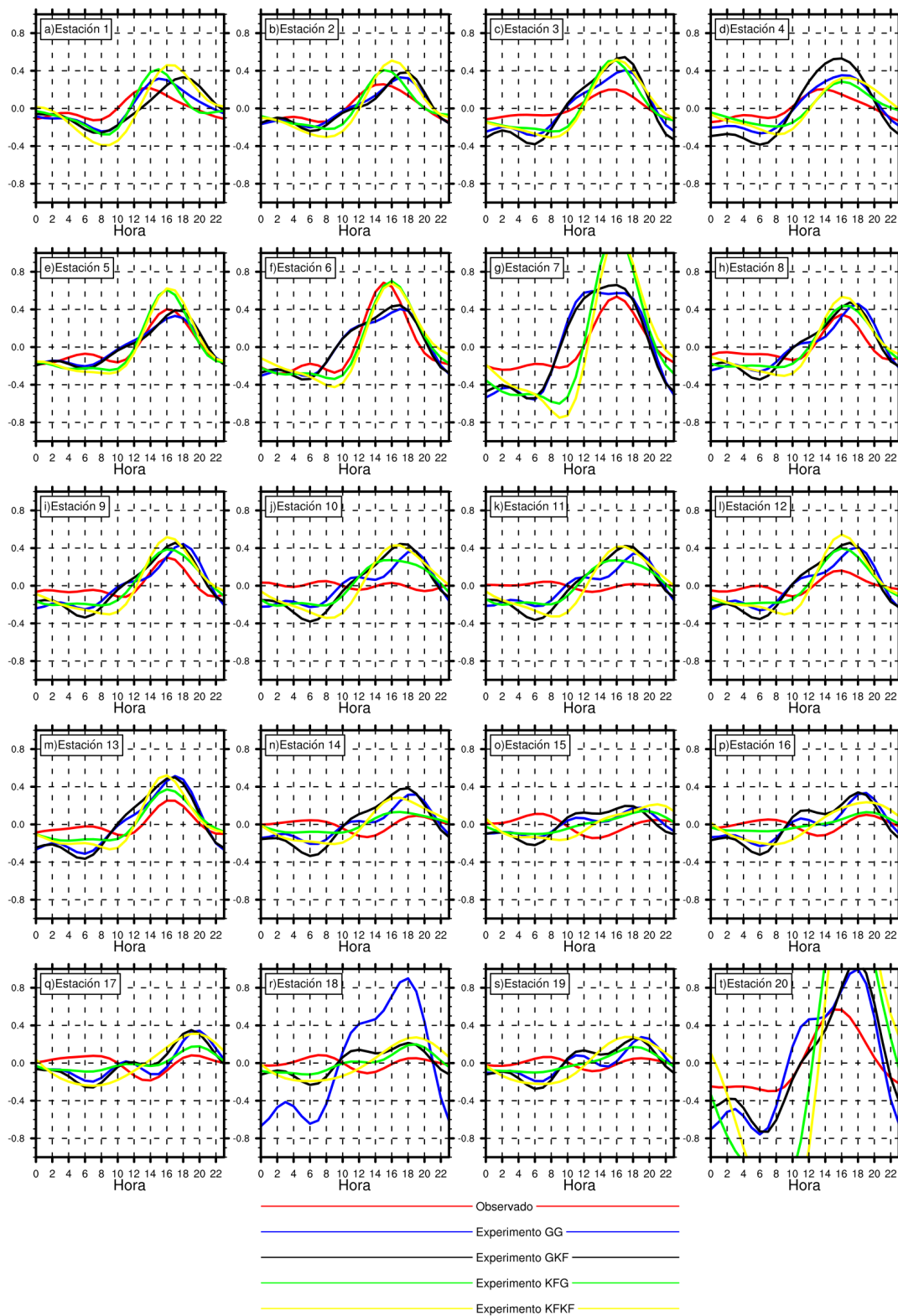


FIGURE 4.6: Primer, segundo y tercer armónico de la distribución horaria de precipitación de las 20 estaciones.

4.3 Discusión

La importancia del ciclo diurno, con respecto al espectro resuelto por las series observadas, lo hace el modo de variabilidad de la precipitación dominante en la región de estudio. La pérdida de importancia relativa en las zonas cercanas a la costa es consistente con los resultados de Sáenz (2014), quien propuso que la interacción entre los alisios y los sistemas de brisas costeros pueden producir picos de precipitación en escalas diferentes a la diurna. Los alisios responden a forzamientos en las escalas de movimiento sinóptica y planetaria, produciendo variabilidad de menor frecuencia, mientras que los sistemas de brisas varían en escalas diurnas y menores. Al comparar las Figuras 4.1 y 4.2 se observa que en las zonas costeras hay más energía asociada a oscilaciones de baja frecuencia que en las zonas alejadas de la costa.

Las series producto de los cuatro experimentos numéricos no solo capturan el dominio del ciclo diurno, sino que lo sobrestiman, mayormente, en las zonas costeras. Aunque estas series representan algo de la energía alojada en bajas frecuencias, no capturan tanta como la que se observa (Figura 4.2). Los problemas de este grupo de simulaciones para representar la CCBNC (Apéndice A) podrían explicar esto, pues como se mencionó, la incidencia de los alisios es un mecanismo mediante el cual movimientos de gran escala impactan la región. Además, los alisios están sujetos a una serie de perturbaciones de alta frecuencia generadas, entre otros aspectos, por procesos convectivos mar adentro.

Uno de los detalles observados más importantes en el área de estudio es la relación positiva entre la distancia de un punto a la costa Caribe y el porcentaje de la varianza total correspondiente al ciclo diurno. Esta correlación es mejor representada por el Experimento GG, aunque los Experimentos GKF y KFG también la capturan, mostrando que de alguna forma estas simulaciones representan la dinámica compleja de las zonas costeras. Esta relación observada entre la amplitud del ciclo diurno y la distancia a la costa Caribe sugiere que en zonas cercanas a la costa la influencia del océano genera una dinámica rica en oscilaciones con frecuencias distintas al ciclo diurno. Estas oscilaciones interactúan de forma no lineal y limitan la aparición de un ciclo diurno más marcado como el observado lejos de la costa. La CCBNC con su ciclo diurno, los diferentes sistemas de brisas de mar-tierra y valle-montaña, los sistemas mesoescalares que ingresan desde el mar y el propio ciclo diurno de calentamiento son algunos de los elementos que componen esta dinámica.

Con respecto a la aproximación a la distribución media horaria mediante el uso del ciclo diurno, en las Figuras 4.4(Paneles a-h) se nota que en las estaciones donde es

más importante el ciclo diurno, éste es caracterizado por máximos en horas de la tarde y es en ellas donde los experimentos presentan menores valores de error, pues representan relativamente bien la forma del ciclo, siendo el Experimento GG el más certero. Este tipo de ciclo diurno, con máximos durante las tardes, fue denominado ciclo diurno continental por Kikuchi y Wang (2008) y es modulado por la inestabilidad que genera el calentamiento diurno. Es interesante notar en las Figuras 4.4 (Paneles a-h), 4.5 (Paneles a-h) y 4.6 (Paneles a-h), que en las zonas donde el ciclo diurno tiene carácter continental los máximos de precipitación simulados ocurren más tarde, esto contrasta con los resultados de otros estudios que han determinado que los modelos tienden a producir máximos de precipitación ocurrentes antes de lo observado (Dai y Trenberth 2004, Dai 2006, Dai et al. 2007, Kikuchi y Wang 2008). En las zonas costeras, donde el ciclo diurno pierde importancia relativa, éste se caracteriza por máximos en las primeras horas del día. Ningún experimento representa bien la fase del ciclo y es la representación de la amplitud de éste el factor determinante en minimizar el error cometido por los modelos (siendo GG y KFG los mejores).

La representación del ciclo semidiurno (segundo armónico de la distribución media horaria) por parte de las simulaciones es bastante deficiente, más aún, estas no capturan la relación negativa observada de su importancia con la distancia a la costa Caribe. Esto hace que al aproximar las distribuciones con los primeros dos armónicos los errores cuadráticos medios de las simulaciones sean mayores que al aproximar solamente usando el primer armónico. No obstante, para representar las distribuciones horarias observadas es necesario usar más de un armónico, ya que uno solo representa un porcentaje bajo de la varianza (47% en promedio).

Cuando se representa la distribución media horaria de precipitación usando los tres primeros armónicos el error tiende a aumentar, pero la ganancia en el porcentaje de varianza representada (en las observaciones) es casi nulo (5%). Además el tercer armónico es difícil de interpretar físicamente en la región de estudio (Sáenz 2014), por lo que se descarta y se toma la aproximación con 2 armónicos como métrica de evaluación para las simulaciones.

En resumen, el Experimento GG representa de mejor forma la distribución espacial de la importancia relativa del ciclo diurno, tanto si se usa el espectro de toda la serie como si se usa la distribución media horaria. En cuanto a los errores cuadráticos medios en la representación de esta distribución, es igual de eficiente que el Experimento KFG. Entonces, el Experimento GG representa la mejor configuración de las usadas en este trabajo para capturar las características regionales del ciclo diurno.

En general, las simulaciones del clima de América Central y de sus mares aledaños con el modelo RegCM4.5, ejecutadas para este trabajo no producen resultados coherentes con las observaciones. El ciclo anual de la precipitación y los patrones de viento de bajo nivel, tanto sobre mar como sobre tierra, no están bien representados. La magnitud del viento sobre tierra está sobrestimada con respecto a las observaciones, mientras que sobre el océano los patrones difieren mucho de los observados. Durante los meses del verano boreal las corrientes de viento desde el océano Pacífico son exageradas y no se observa una formación clara de la CCBNC por lo que el transporte de humedad a la región es simulado en estructuras muy diferentes a las que se han reportado. Por ejemplo, Durán-Quesada et al. (2010) determinó que el mar Caribe es la principal fuente de humedad para la región.

A pesar de estos problemas en la simulación de los elementos regionales de gran escala y de que algunos aspectos locales no se simulan del todo bien, la configuración del Experimento GG es relativamente buena en representar la variabilidad diurna de la precipitación. Es conocido que el ciclo diurno es uno de los elementos del clima donde los modelos dinámicos suelen fallar (Dai y Trenberth 2004, Dai 2006, Dai et al. 2007, Kikuchi y Wang 2008, Brockhaus et al. 2008), por lo que representar con un error de +/- 1 hora su fase, acertar su importancia relativa en el espectro de variabilidad y la dependencia con la distancia a la costa, no son detalles menores. Trabajos como el de Covey et al. (2016), que estudia el ciclo diurno en simulaciones del proyecto CMIP5 (Taylor et al. 2012), han determinado que muchos modelos, algunos con resoluciones espaciales similares a la del presente trabajo, representan ciclos diurnos muy dispersos para ser descritos usando los 2 primeros armónicos, en contraste con los observados, que usualmente son bien descritos mediante esa aproximación.

Un aumento en la resolución espacial podría mejorar la simulación de los procesos locales por medio de una mejor representación de los flujos superficiales y la fricción, reduciendo la velocidad del viento que es sobrestimada. Mientras que cambios en el esquema de capa límite, que permitan representar de forma apropiada la CCBNC, podría mejorar la simulación de los procesos de gran escala que modulan el transporte de humedad a la región.

La principal limitación de este trabajo es que el diseño experimental no está cerrado, el Experimento GG comparte todas las características físicas de la simulación que produjo los datos de entrada. Para cerrar el experimento es necesario producir 3 juegos de simulaciones adicionales, cada uno con datos de entrada producto de simulaciones con la misma configuración que los otros 3 experimentos realizados en este

trabajo (GKF, KFG y KFKF).

Adicionalmente, es posible evaluar los errores producto del procedimiento de reducción de escala usando el método del “Hermano Mayor” propuesto por Denis et al. (2002). Este procedimiento consiste en ejecutar una simulación usando un modelo regional, a ésta se le llama Hermano mayor. Después se usa un filtro espacial para filtrar los detalles que los datos de entrada, por su resolución, no pudieron resolver y se ejecuta una nueva simulación en un área más pequeña encerrada dentro del dominio original, forzada con los datos filtrados. Al comparar el hermano mayor con la nueva simulación las diferencias se pueden atribuir al proceso de reducción de escala.

4.4 Conclusiones

El principal objetivo de este trabajo es evaluar la sensibilidad de la representación del ciclo diurno en una reducción de escala con el modelo RegCM4.5, a los cambios en el esquema físico de convección. Los métodos propuestos para llevar a cabo dicha tarea son suficientes para determinar que existe una sensibilidad, no así para cuantificar esta sensibilidad completamente. Esto porque, como se mencionó en la sección anterior, el diseño experimental no está cerrado y es necesario ejecutar varios experimentos más. Sin embargo, dadas las condiciones de tiempo y recursos disponibles, el trabajo logra mostrar satisfactoriamente que existe tal sensibilidad y determina una configuración que produce simulaciones más realistas, de acuerdo a las métricas usadas.

La investigación que subyace este trabajo arroja las siguientes conclusiones: A partir de los cuatro experimentos ejecutados con el modelo RegCM4.5, con las configuraciones detalladas en el Capítulo 3, se puede concluir que existe una sensibilidad de la representación del ciclo diurno al esquema de convección en cúmulos.

En general, las simulaciones representan parcialmente bien la importancia del ciclo diurno dentro de la variabilidad observada. En zonas donde el ciclo diurno es dominante, el modelo captura esa característica, en zonas donde no, el modelo sobrestima su importancia relativa.

De las configuraciones del modelo RegCM4.5 usadas en esta investigación, la que usa el esquema de Grell tanto sobre tierra como sobre océano (Experimento GG) representa de forma más realista el ciclo diurno, de acuerdo a las métricas propuestas en este trabajo. Además, los experimentos que usan el esquema de Grell sobre el océano parecen representar mejor las estructuras de precipitación en las zonas costeras.

4.5 Trabajo futuro

Este trabajo es un primer paso en la evaluación de la habilidad de los modelos numéricos para producir simulaciones que representen las características observadas del ciclo diurno en la región de los mares intramericanos.

El conocimiento generado en él podría ser usado en la configuración de simulaciones de alta resolución en el contexto del proyecto CORDEX. Además los métodos empleados pueden combinarse con los propuestos por Covey et al. (2016) para evaluar simulaciones usando datos derivados de observaciones de satélites, de forma que se pueda evaluar todo el dominio y no solo algunos puntos. Sin embargo, las observaciones desde satélites deben ser tratadas tomando en cuenta los errores e incertidumbre asociados. La calibración, frecuencia de muestreo y la resolución espacial son fuentes de incertidumbre para estos datos. Trabajos como los de Negri et al. (2002) y Hirose et al. (2008) analizan la incertidumbre, derivada del muestreo, asociada a la estimación del ciclo diurno a partir de este tipo de datos.

Las relaciones estadísticas entre las características espectrales del ciclo diurno y los patrones de viento en bajo nivel en la región de los mares intramericanos no han sido estudiadas. De existir, estas relaciones podrían ayudar a entender la forma en que interactúan los forzamientos en distintas escalas de movimiento, determinando el clima regional. Combinar el análisis espectral de las distribuciones horarias de precipitación con métodos como el empleado en Sáenz y Durán-Quesada (2015) para determinar patrones en la circulación de bajo nivel podría ser un enfoque inicial para atacar este problema.

Referencias

- Alfaro, E., y P. M. Pérez-Briceño, 2014: Análisis del impacto de fenómenos meteorológicos en costa rica, américa central, originados en los mares circundantes. *Revista de Climatología*, **14**, 01–11.
- Alfaro, E. J., 2002: Some characteristics of the annual precipitation cycle in Central America and their relationships with its surrounding tropical oceans. *Top. Meteor. Oceanogr*, **9 (2)**, 89–103.
- Alfaro, E. J., y F. J. Soley, 2009: Descripción de dos métodos de rellenado de datos ausentes en series de tiempo meteorológicas. *Revista de Matemáticas: Teoría y Aplicaciones*, **19**, 59–74.
- Amador, J. A., 1998: A climatic feature of tropical americas. the trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr*, **5 (2)**, 91–102.
- Amador, J. A., 2008: The intra-americas sea low-level jet. *Ann. NY. Acad. Sci*, **1146 (1)**, 153–188, doi:10.1196/annals.1446.012.
- Amador, J. A., y E. Alfaro, 2009: Métodos de reducción de escala: aplicaciones al tiempo, clima, variabilidad climática y cambio climático. *Revista Iberoamericana de Economía Ecológica*, **11 (1)**, 39–52.
- Amador, J. A., A. M. Durán-Quesada, E. R. Rivera, G. Mora, F. Sáenz, B. Calderón, y N. Mora, 2016a: The easternmost tropical pacific. part ii: Seasonal and intraseasonal modes of atmospheric variability. *Int. J. Trop. Biol.*, **64 (a)**.
- Amador, J. A., E. R. Rivera, A. M. Durán-Quesada, G. Mora, F. Sáenz, B. Calderón, y N. Mora, 2016b: The easternmost tropical pacific. part i: A climate review. *Int. J. Trop. Biol.*, **64 (a)**.
- Amador, J. A., y Coautores, 2013: Clima, variabilidad y cambio climático en la vertiente Caribe de Costa Rica: Un estudio básico para la actividad bananera. Reporte técnico., Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI), Universidad de Costa Rica, Ciudad Universitaria Rodrigo Fábicio, San Pedro de Montes de Oca, San José, Costa Rica.

- Anthes, R. A., y T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106** (8), 1045–1078, doi:10.1175/1520-0493(1978)106<1045:DOHMSF>2.0.CO;2.
- Atlas, R., R. N. Hoffman, J. Ardizzone, S. M. Leidner, J. C. Jusem, D. K. Smith, y D. Gombos, 2011: A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. *BAMS*, **92** (2), 157–174.
- Biasutti, M., S. Yuter, C. Burleyson, y A. Sobel, 2012: Very high resolution rainfall patterns measured by TRMM precipitation radar: seasonal and diurnal cycles. *Clim Dyn*, **39** (1), 239–258, doi:10.1007/s00382-011-1146-6.
- Bloomfield, P., 2005: Chapter 5 - the fast fourier transform. *Fourier Analysis of Time Series*, John Wiley & Sons, Inc., 57–62, doi:10.1002/0471722235.ch5.
- Brockhaus, P., D. Lüthi, y C. Schär, 2008: Aspects of the diurnal cycle in a regional climate model. *Meteorologische Zeitschrift*, **17** (4), 433–443, doi:10.1127/0941-2948/2008/0316.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of Easterly Waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29** (1), 77–90, doi:10.1175/1520-0469(1972)029<0077:TOASOE>2.0.CO;2.
- Castro, C. L., R. A. Pielke, y G. Leoncini, 2005: Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the regional atmospheric modeling system (RAMS). *JGR*, **110** (D5), d05108.
- Chacón, R. E., y W. Fernández, 1985: Temporal and spatial rainfall variability in the mountainous region of the Reventazón river basin, Costa Rica. *Int. J. Climatol.*, **5** (2), 175–188, doi:10.1002/joc.3370050205.
- Chelton, D. B., M. H. Freilich, y S. K. Esbensen, 2000: Satellite observations of the wind jets off the pacific coast of Central America. part II: Regional relationships and dynamical considerations. *Mon. Wea. Rev.*, **128** (7), 2019–2043, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<2019:SOOTWJ>2.0.CO;2.
- Chen, S. S., y R. A. Houze, 1997: Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123** (538), 357–388, doi:10.1002/qj.49712353806.

- Covey, C., P. J. Gleckler, C. Doutriaux, D. N. Williams, A. Dai, J. Fasullo, K. Trenberth, y A. Berg, 2016: Metrics for the diurnal cycle of precipitation: Toward routine benchmarks for climate models. *J. Climate*, **29** (12), 4461–4471, doi:10.1175/JCLI-D-15-0664.1.
- Dai, A., 1999: Recent changes in the diurnal cycle of precipitation over the United States. *Geophys. Res. Lett.*, **26** (3), 341–344, doi:10.1029/1998GL900318.
- Dai, A., 2006: Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J. Climate*, **19** (18), 4605–4630, doi:10.1175/JCLI3884.1.
- Dai, A., y C. Deser, 1999: Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields. *J. Geophys. Res.*, **104** (D24), 31 109–31 125, doi:10.1029/1999JD900927.
- Dai, A., X. Lin, y K.-L. Hsu, 2007: The frequency, intensity, and diurnal cycle of precipitation in surface and satellite observations over low- and mid-latitudes. *Climate Dyn.*, **29** (7), 727–744, doi:10.1007/s00382-007-0260-y.
- Dai, A., y K. E. Trenberth, 2004: The diurnal cycle and its depiction in the Community Climate System Model. *J. Climate*, **17** (5), 930–951, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0930:TDCAID>2.0.CO;2.
- Dee, D. P., y Coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137** (656), 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Denis, B., R. Laprise, D. Caya, y J. Côté, 2002: Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother experiment. *Climate Dyn.*, **18** (8), 627–646, doi:10.1007/s00382-001-0201-0.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, y P. Kennedy, 1993: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. Reporte técnico., NCAR, Boulder, Colorado, EEUU.
- Diro, G., S. Rauscher, F. Giorgi, y A. M. Tompkins, 2012: Sensitivity of seasonal climate and diurnal precipitation over Central America to land and sea surface schemes in RegCM4. *Clim Res*, **52** (1), 31–48, doi:10.3354/cr01049.

- Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno, J. A. Amador, y R. Nieto, 2010: Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a lagrangian analysis technique. *J. Geophys. Res.*, **115** (D5), n/a–n/a, doi:10.1029/2009JD012455, d05103.
- Elguindi, N., X. Bi, F. Giorgi, B. Nagarajan, J. Pal, y F. Solmon, 2004: RegCM version 3.0 users guide. Reporte técnico., PWCG Abdus Salam ICTP, Miramare, Trieste, Italia.
- Elguindi, N., y Coautores, 2011: RegCM version 4.3 users guide. Reporte técnico., ESP Abdus Salam ICTP, Strada Costiera, Trieste, Italia.
- EMC, 2003: Ncep office note. Reporte técnico., National Center for Environmental Prediction, Camp Springs, Maryland, EEUU.
- Fernández, W., R. E. Chacón, y J. W. Melgarejo, 1996: On the rainfall distribution with altitude over Costa Rica. *Rev. Geof.*, **44**, 57–72.
- Giambelluca, T. W., 2005: *Trade Winds and the Trade Wind Inversion*, 731–732. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Giorgi, F., y G. T. Bates, 1989: The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **117** (11), 2325–2347, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<2325:TCSOAR>2.0.CO;2.
- Giorgi, F., Y. Huang, K. Nishizawa, y C. Fu, 1999: A seasonal cycle simulation over eastern Asia and its sensitivity to radiative transfer and surface processes. *J. Geophys. Res.*, **104** (D6), 6403–6423, doi:10.1029/1998JD200052.
- Giorgi, F., C. Jones, y G. Asrar, 2009: Addressing climate information needs at the regional level: The CORDEX framework. *WMO Bull.*, **58** (3), 175–183.
- Giorgi, F., F. Solmon, y G. Giuliani, 2016: RegCM version 4.6 users guide. Reporte técnico., ESP Abdus Salam ICTP, Strada Costiera, Trieste, Italia.
- Giorgi, F., y Coautores, 2012: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Clim Res.*, **52**, 7–29, doi:10.3354/cr01018.
- Gray, W. M., y R. W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, **105** (9), 1171–1188, doi:10.1175/1520-0493(1977)105<1171:DVODCC>2.0.CO;2.

- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121** (3), 764–787, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<0764:PEOAUB>2.0.CO;2.
- Grell, G. A., J. Dudhia, y D. Stauffer, 1994: A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model. Reporte técnico., NCAR, Boulder, Colorado, EEUU.
- Hendon, H. H., y K. Woodberry, 1993: The diurnal cycle of tropical convection. *J. Geophys. Res.*, **98** (D9), 16 623–16 637, doi:10.1029/93JD00525.
- Hernandez, J. L., J. Srikishen, D. J. Erickson, R. Oglesby, y D. Irwin, 2006: A regional climate study of Central America using the MM5 modeling system: results and comparison to observations. *Int. J. Climatol.*, **26** (15), 2161–2179, doi:10.1002/joc.1361.
- Herrera, W., 1985: Universidad Estatal a Distancia, San José, Costa Rica.
- Hidalgo, H., E. Alfaro, y B. Quesada-Montano, 2017: Observed (1970–1999) climate variability in Central America using a high-resolution meteorological dataset with implication to climate change studies. *Climatic Change*, **141** (1), 13–28, doi:10.1007/s10584-016-1786-y.
- 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, doi:10.1111/geoa.12085.
- Hirose, M., R. Oki, S. Shimizu, M. Kachi, y T. Higashiuwatoko, 2008: Finescale diurnal rainfall statistics refined from eight years of TRMM PR data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47** (2), 544–561, doi:10.1175/2007JAMC1559.1.
- Holtslag, A. A. M., y E. I. F. De Bruijn, 1990: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, **118** (8), 1561–1575, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2.
- Hong, S. Y., y J. Dudhia, 2012: Next-generation numerical weather prediction: Bridging parameterization, explicit clouds, and large eddies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93** (1), 06–09, doi:10.1175/2011BAMS3224.1.

- Hong, S.-Y., y M. Kanamitsu, 2014: Dynamical downscaling: Fundamental issues from an NWP point of view and recommendations. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **50** (1), 83–104.
- Jones, C. G., U. Willèn, A. Ullerstig, y U. Hansson, 2004a: The Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model part 1: Model climatology and performance for the present climate over Europe. *Ambio*, **33** (4), 199–210, doi:10.1579/0044-7447-33.4.199.
- Jones, R., M. Noguera, D. Hassel, D. Hudson, S. Wilson, G. Jenkins, y J. Mitchell, 2004b: Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Reporte técnico., Met Office, Exeter, Reino Unido.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43** (1), 170–181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- 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** (23), 2784–2802, doi:10.1175/1520-0469(1990)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2.
- Kalnay, E., y Coautores, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77** (3), 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Karmalkar, A. V., R. S. Bradley, y H. F. Diaz, 2008: Climate change scenario for Costa Rican montane forests. *Geophys. Res. Lett.*, **35** (11), n/a–n/a, doi:10.1029/2008GL033940, 111702.
- Kiehl, J. T., J. Hack, G. Bonan, B. Boville, B. Briegleb, D. Williamson, y P. Rasch, 1996: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). Reporte técnico., NCAR, Boulder, Colorado, EEUU.
- Kikuchi, K., y B. Wang, 2008: Diurnal precipitation regimes in the global tropics. *J. Climate*, **21** (11), 2680–2696, doi:10.1175/2007JCLI2051.1.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, **20** (2), 130–141, doi:10.1175/1520-0469(1963)020<0130:DNF>2.0.CO;2.
- Magaña, V., J. A. Amador, y S. Medina, 1999: The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, **12** (6), 1577–1588, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2.

- Maldonado, T., 2012: Regional precipitation study in Central America, using WRF model. Tesis de Maestría, Ciencia y Tecnología.
- 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), 03–28.
- Mapes, B. E., 1997: *Equilibrium Vs. Activation Control of Large-Scale Variations of Tropical Deep Convection*, 321–358. Springer Netherlands, Dordrecht, doi:10.1007/978-94-015-8828-7_13.
- Martin, E. R., y C. Schumacher, 2011: Modulation of the Caribbean precipitation by the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **24** (3), 813–824, doi:10.1175/2010JCLI3773.1.
- Martínez-Castro, D., R. Porfirio da Rocha, A. Bezanilla-Morlot, L. Alvarez-Escudero, J. P. Reyes-Fernández, Y. Silva-Vidal, y R. W. Arritt, 2006: Sensitivity studies of the RegCM3 simulation of summer precipitation, temperature and local wind field in the Caribbean region. *Theor. App. Climatol.*, **86** (1), 5–22, doi:10.1007/s00704-005-0201-9.
- Martínez-Castro, D., A. Vichot-Ilano, A. Bezanilla-Morlot, A. Centella-Artola, J. Campbell, y C. Vilorio-Holguín, 2016: Performance of RegCM-4.3 over the Caribbean region using different configurations of the Tiedke convective scheme. *Revista de Climatología*, **16**, 77–98.
- Mestas-Nuñez, A. M., D. B. Enfield, y C. Zhang, 2007: Water vapor fluxes over the intra-americas sea: Seasonal and interannual variability and associations with rainfall. *JCLI*, **20** (9), 1910–1922, doi:10.1175/JCLI4096.1.
- Mitchell, T., T. Carter, P. D. Jones, M. Hulme, y M. New, 2004: A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). working paper 55. Reporte técnico., Tyndall Centre for Climate Change Research, Norwich, Reino Unido.
- Monin, A. S., y A. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, **151**, 163–187.
- Muñoz, A. C., W. Fernández, J. A. Gutiérrez, y E. Zárate, 2002: Variación estacional del viento en Costa Rica y su relación con los regímenes de lluvia. *Top. Meteor. Oceanogr*, **9** (1), 1–13.

- Negri, A. J., T. L. Bell, y L. Xu, 2002: Sampling of the diurnal cycle of precipitation using TRMM. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19** (9), 1333–1344, doi:10.1175/1520-0426(2002)019<1333:SOTDCO>2.0.CO;2.
- Nesbitt, S. W., y E. J. Zipser, 2003: The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J. Climate*, **16** (10), 1456–1475, doi:10.1175/1520-0442-16.10.1456.
- Ogura, Y., y H.-R. Cho, 1973: Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables. *J. Atmos. Sci.*, **30** (7), 1276–1286, doi:10.1175/1520-0469(1973)030<1276:DDOCCP>2.0.CO;2.
- Pal, J. S., E. E. Small, y E. A. B. Eltahir, 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J. Geophys. Res.*, **105** (D24), 29 579–29 594, doi:10.1029/2000JD900415.
- Peel, M. C., B. L. Finlayson, y T. A. McMahon, 2007: Updated world map of the köppen-geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11** (5), 1633–1644.
- Pérez-Briceño, P. M., J. A. Amador, y E. Alfaro, 2017: Dos propuestas de clasificación climática para la vertiente Caribe Costarricense según el sistema de Thornthwaite. *Revista de Climatología*, **17**, 01–16.
- Pielke Sr., R. A., 2013: Chapter 4 - averaging the conservation relations. *Mesoscale Meteorological Modeling*, R. A. Pielke, Ed., International Geophysics, Vol. 98, Academic Press, 41 – 54, doi:https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385237-3.00004-9.
- Qian, J.-H., A. W. Robertson, y V. Moron, 2012: Diurnal cycle in different weather regimes and rainfall variability over Borneo associated with ENSO. *J. Climate*, **26** (5), 1772–1790, doi:10.1175/JCLI-D-12-00178.1.
- Rapp, A. D., A. G. Peterson, O. W. Frauenfeld, S. M. Quiring, y E. B. Roark, 2014: Climatology of storm characteristics in Costa Rica using the TRMM precipitation radar. *J. Hydrometeo*, **15** (6), 2615–2633, doi:10.1175/JHM-D-13-0174.1.
- Rivera, E., 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. *Revista de Matemática: Teoría y Aplicaciones*, **15** (2), 131–173.

- Rivera, E., y J. A. Amador, 2009: Predicción estacional del clima en centroamérica mediante la reducción de escala dinámica. parte II: aplicación del modelo MM5v3. *Revista de Matemática: Teoría y Aplicaciones*, **16** (1), 76–104.
- Roeckner, E., y Coautores, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Technical report, Max-Planck-Institut für Meteorologie. URL <http://centaur.reading.ac.uk/31813/>.
- Rojas, N., 2012: índice de estacionalidad individual de los regímenes de precipitación en Costa Rica y su comportamiento según región climática. *Top. Meteor. Oceanogr*, **11** (1), 30–43.
- Romero-Centeno, R., J. Zavala-Hidalgo, y G. B. Raga, 2007: Midsummer gap winds and low-level circulation over the eastern tropical pacific. *JCLI*, **20** (15), 3768–3784, doi:10.1175/JCLI4220.1.
- Sáenz, F., 2014: El ciclo diurno de la precipitación en el Caribe de Costa Rica: observaciones y simulaciones con un modelo dinámico regional. Tesis de Licenciatura en Meteorología, Departamento de Física atmosférica, oceánica y planetaria, Escuela de Física.
- Sáenz, F., y J. A. Amador, 2016: Características del ciclo diurno de precipitación en el caribe de Costa Rica. *Revista de Climatología*, **16**, 21–34.
- Sáenz, F., y A. M. Durán-Quesada, 2015: A climatology of low level wind regimes over Central America using a weather type classification approach. *Front. Earth. Sci*, **3**, 15, doi:10.3389/feart.2015.00015.
- Schneider, T., T. Bischoff, y G. H. Haug, 2014: Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, **513**, 45–53, doi:10.1038/nature13636.
- Schultz, D. M., W. E. Bracken, y L. F. Bosart, 1998: Planetary and synoptic scale signatures associated with Central American cold surges. *Mon. Wea. Rev.*, **126** (1), 5–27, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0005:PASSSA>2.0.CO;2.
- Skamarock, W. C., y Coautores, 2008: A description of the advanced research WRF version 3. Reporte técnico., NCAR, Boulder, Colorado, EEUU.
- Solano, J., y R. Villalobos, 1999: Regiones y subregiones climáticas de Costa Rica. Reporte técnico., Gestión de Desarrollo. Instituto Meteorológico Nacional, San José, Costa Rica.

- Stensrud, D. J., 2007: Chapter 6 - convective parameterizations. *Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models*, Cambridge University Press.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, y G. A. Meehl, 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93** (4), 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Tourigny, E., y C. G. Jones, 2009: An analysis of regional climate model performance over the tropical Americas. part 1: simulating seasonal variability of precipitation associated with ENSO forcing. *Tellus A*, **61** (3), 323–342, doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00386.x.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, y D. B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84** (9), 1205–1217, doi:10.1175/BAMS-84-9-1205.
- Trenberth, K. E., Y. Zhang, y M. Gehne, 2017: Intermittency in precipitation: Duration, frequency, intensity, and amounts using hourly data. *JHM*, **18** (5), 1393–1412.
- UCAR, 2017: The NCAR command language (version 6.4.0) [software]. Reporte técnico., UCAR/NCAR/CISL/TDD, Boulder, Colorado, EEUU. doi:10.5065/D6WD3XH5.
- Wang, C., y D. B. Enfield, 2001: The tropical western hemisphere warm pool. *Geophys. Res. Lett.*, **28** (8), 1635–1638, doi:10.1029/2000GL011763.
- Waylen, P. R., C. N. Caviedes, y M. E. Quesada, 1996: Interannual variability of monthly precipitation in Costa Rica. *J. Climate*, **9** (10), 2606–2613, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<2606:IVOMPI>2.0.CO;2.
- Wilks, D., 2011: Chapter 9 - time series. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, D. S. Wilks, Ed., International Geophysics, Vol. 100, Academic Press, 395 – 456, doi:10.1016/B978-0-12-385022-5.00009-9.
- Zárate, E., 1981: Regímenes de lluvia y vientos en Limón, Costa Rica. Reporte técnico., Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Obras Públicas y Transportes, San José, Costa Rica.

Apéndice A

Campo de viento simulado y su comparación con observaciones

A.1 Viento en superficie

En esta apéndice se muestran las deficiencias para representar la CCBNC de las simulaciones realizadas para este trabajo. Para esto se comparó el viento zonal y el vector viento a 10 m, promediados a lo largo del periodo simulado (2006 - 2010), con su contraparte observada. Como datos observados, se tomó el análisis del vector viento en superficies oceánicas CCMP (Atlas et al. 2011, Cross-Calibrated Multi-Platform). Estos datos asimilan observaciones, tomadas por sensores abordo de satélites, con datos del reanálisis ERA-interim.

A pesar de la CCBNC presenta sus máximos en niveles cercanos a 925 hPa, la mezcla vertical de momento en la capa límite la hace perceptible en superficie. Trabajos como los de Amador et al. (2016a;b) han usado el viento en superficie para discutir la variabilidad estacional de la CCBNC.

En la Figura A.1 se observa claramente que todas las simulaciones subestiman el viento zonal en la región de la CCBNC y en la costa Caribe de América Central, zonas claves para el análisis de los resultados de este trabajo.

Las deficiencias en la representación del campo de viento de bajo nivel en esta zona tienen inciden negativamente en la representacin de la precipitación, ya que ambas variables están fuertemente relacionadas (Mestas-Nuñez et al. 2007, Amador 2008, Durán-Quesada et al. 2010).

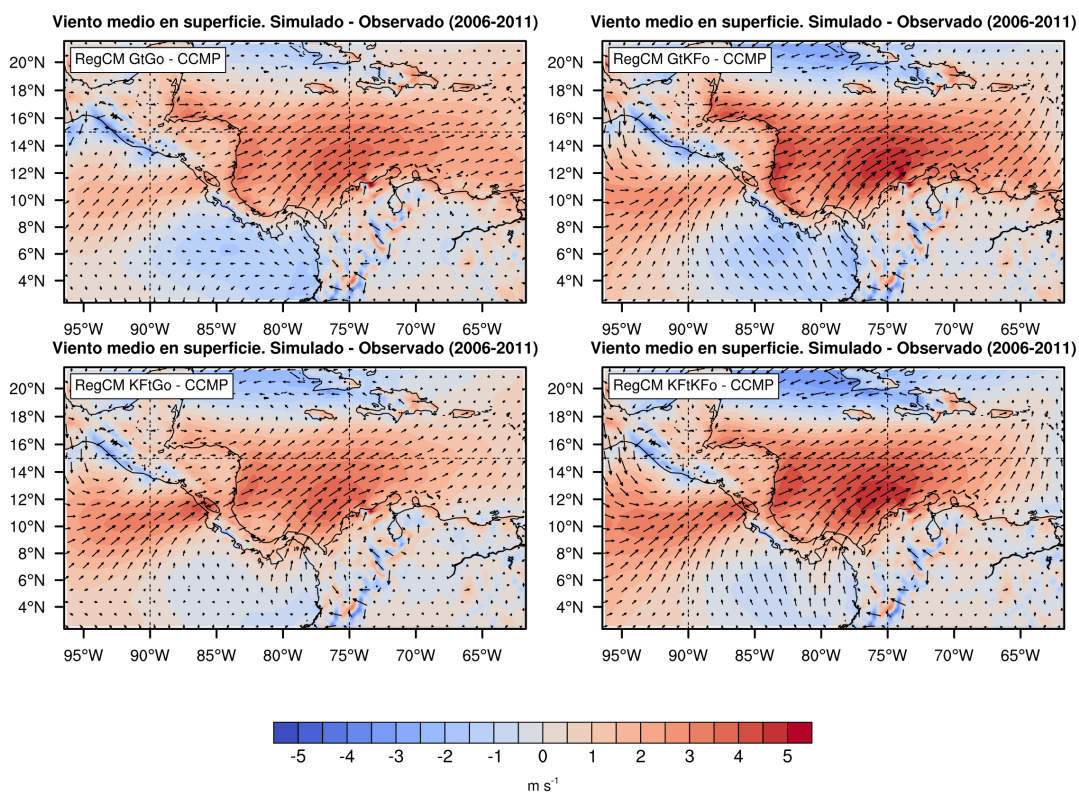


FIGURE A.1: Sesgos del campo medio de viento superficial (10 m) con respecto al análisis CCMP. Los contornos corresponden al viento zonal.