# TÓPICOS METEOROLÓGICOS Y OCEANOGRÁFICOS



Número

SN 2953-738X

Ministerio de Ambiente y Energía - Instituto Meteorológico Nacional

ISSN 2953-738X

Volumen 20

Diciembre 2021





San José, Costa Rica



# TÓPICOS METEOROLÓGICOS Y OCEANOGRÁFICOS







Ministerio de Ambiente y Energía Instituto Meteorológico Nacional

> *Coordinación general:* MSc. Eladio Solano León

*Edición:* María Esther Suárez Baltodano

*Comité editorial:* Gabriela Chinchilla Ramírez Karina Hernández Espinoza Daniel Poleo Brito

Diseño y diagramación: Rodrigo Granados Jiménez

Imágenes de portada: Tomadas de los artículos incluidos en esta edición.

La revista "Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos" es publicada por el Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Ambiente y Energía, Costa Rica. Tiene como finalidad dar a conocer los resultados de investigaciones y estudios en Ciencias de la Atmósfera y Oceanografía Física.

Los artículos publicados en Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos expresan la opinión del autor y no necesariamente del Instituto Meteorológico Nacional

### CONTENIDO

#### Pág. Artículo

5 Influencia de la tormenta tropical Carla en el temporal de septiembre de 1961 en Costa Rica

RODRIGO GRANADOS JIMÉNEZ

- 16 Inicio de la temporada de lluvias en América Central Onset of the rainy season in Central America ERIC ALFARO Y HUGO HIDALGO
- 29 Modelado numérico en el Valle Central Occidental de Costa Rica durante el invierno boreal: sensibilidad al esquema de capa límite

TIFFANY SUÁREZ Y ERICK R. RIVERA

### Influencia de la tormenta tropical Carla en el temporal de septiembre de 1961 en Costa Rica

#### RODRIGO GRANADOS JIMÉNEZ<sup>1</sup>

#### Resumen

Los fenómenos meteorológicos llamados ciclones tropicales han afectado indirectamente a Costa Rica, y su influencia ha generado considerables daños en la infraestructura y el bienestar de los habitantes del país. En septiembre de 1961 la tormenta tropical Carla, originada en el Atlántico, ocasionó un temporal en el país, el cual se analiza a partir de los reportes generados por la población según su ocurrencia, incidentes y daños producidos.

#### Abstract

Tropical cyclonic phenomena have indirectly affected Costa Rica and their influence has caused considerable damage to infrastructure and well-being of the country's inhabitants. In September 1961, tropical storm Carla caused heavy-rains in the country; this event is analyzed based on reports generated by the population regarding its occurrence, incidents and damage.

#### 1. INTRODUCCIÓN

Con la creación del Instituto Meteorológico Nacional en 1888, se hizo posible a partir del siglo XX generar en Costa Rica reportes sobre la distribución espacial de los temporales o sequías bajo la rigurosidad técnico-científica de las mediciones meteorológicas instrumentales. Para el siglo XXI, el detalle sobre la influencia geográfica de los fenómenos atmosféricos es aún más precisa, gracias a los avances tecnológicos en esta ciencia.

Sin embargo, la revisión documental más allá de los datos meteorológicos, ayuda considerablemente a obtener una perspectiva humanizada de la influencia de los eventos extremos lluviosos y secos, y sus efectos en la población: incidencias, amenazas, riesgos y daños. También, es útil para determinar o confirmar el impacto de los eventos en la infraestructura y en los habitantes de las poblaciones, a partir de las condiciones orográficas e hidrográficas de la región en la que se asientan.

#### 2. METODOLOGÍA

Con la importancia intrínseca de las fuentes primarias, se realizó una revisión de documentos, tales como telegramas, radiogramas y cartas enviadas por agentes de policía, jefes políticos y otras autoridades desde diferentes zonas del país al Ministro de Gobernación, cuyo contenido tratase la afectación en el país causada por episodios lluviosos intensos durante 1961 o la ocurrencia de estos eventos. Los documentos se obtuvieron en el Archivo Nacional de Costa Rica, en particular el fondo Ministerio de Gobernación, No. 44244, y en noticias publicadas en los periódicos *Diario de Costa Rica, La Nación, La República y La Prensa Libre* del 3 al 8 de septiembre de 1961.

Con los datos obtenidos en 403 registros, se identificaron tres temporales de considerable afectación, sucedidos entre septiembre y noviembre de 1961. Se encontró, que en el mes de septiembre se concentraba el 62 % de los registros, por lo que se analizaron los datos de dicho mes para determinar los días que duró el

<sup>1</sup> Estudiante de la carrera de Historia en la Universidad de Costa Rica. Departamento de Desarrollo, Instituto Meteorológico Nacional. Correo electrónico: granghi@gmail.com.

temporal, su origen, el impacto específico de las lluvias y las regiones afectadas. Los resultados obtenidos, se compararon con estudios técnicos sobre la trayectoria de ciclones tropicales para el periodo de estudio y temas meteorológicos concernientes a Costa Rica.

#### 3. RESULTADOS

El evento lluvioso extremo de septiembre de 1961, identificado a partir de los reportes generados por la población y confirmado con datos meteorológicos, se inició el lunes cuatro de septiembre, como se demostrará más adelante, aunque pudo haberse manifestado desde el día tres en la tarde o noche, según unos pocos reportes. Dicho evento se extendió por cuatro días, hasta el día siete inclusive, siendo el segundo y tercer día del temporal los de mayor acumulado de precipitación.

#### 3.1. Origen del evento lluvioso

El temporal obedeció, según lo indicó el Ministerio de Gobernación y Policía a la prensa con información proporcionada por el Servicio Meteorológico (así citado en los diarios), a la influencia indirecta del fenómeno ciclónico Carla sobre el país ("Poblaciones evacuadas...", 1961).

Este fenómeno estuvo activo del tres al 15 de septiembre, iniciando como una depresión tropical el día tres al noroeste de Colombia. Se convirtió en la tormenta tropical Carla en las primeras horas del día cinco y se intensificó a huracán en la mañana del día siguiente (Dunn and staff, 1962, p. 111) (ver figura 1). Se formó en la segunda región de influencia ciclónica (RIC II) para Costa Rica (ver figura 1), definida por Alvarado y Alfaro en 2003 (Alvarado y Alfaro, 2003, p. 2) y se mantuvo en ella mientras fue depresión y tormenta tropical (afectación fuerte). Cuando se



**Figura 1.** Trayectoria del huracán Carla en septiembre de 1961 y RIC. Fuente: Adaptado de https://en.wikipedia.org/wiki/File:Carla\_1961\_track.png y Alvarado y Alfaro, 2003



**Figura 2.** Radiograma de la oficina de telégrafos de La Cruz del 7 de septiembre de 1961. Fuente: ANCR, Fondo Ministerio de Gobernación, No. 44244.

convirtió en huracán se encontraba en la RIC III, al norte del mar Caribe, por lo que su afectación habría sido moderada.

Las lluvias de importancia por la influencia indirecta de Carla, se presentaron en los primeros días del temporal, en especial el cinco de septiembre en su fase de tormenta tropical y en menor medida el día seis cuando adquirió la fuerza de huracán categoría 1.

La cantidad de precipitación acumulada en esos días, de acuerdo al Instituto Meteorológico Nacional, fue considerable. El martes cinco de septiembre se registraron en San Ramón, Tarrazú, Esparza, Naranjo, Orotina, Palmares y Zarcero, lluvias entre los 152,4 mm a los 203,2 mm; en Nandayure, Grecia, Atenas, Acosta, Pérez Zeledón y Quepos, la precipitación fue de entre los 95,2 y los 137,8 mm ("El país bajo...", 1961). El temporal se reportó desde el cantón de La Cruz (figura 2) hasta Golfito (figura 3), Coto Brus y en toda la Región Central del país, tal como se aprecia en el cuadro 1, que resume la cantidad de registros por cantón que indicaron alguna incidencia.

El Boletín No. 5 del Servicio Meteorológico del día 6 de septiembre de las 11 a.m., así citado por *La Prensa Libre*, indicó que el temporal cedió ese día en el extremo sur de Costa Rica y se concentró en el Valle Central. Mientras que en Guanacaste, se presentó con efecto moderado ("Poblaciones evacuadas...", 1961), precisamente porque Carla, ya en su fase de huracán, se alejaba del país avanzando hacia el norte y saliendo de la RIC III (figura 1).

Para el día siete, cuando el fenómeno ciclónico Carla se intensificó a huracán categoría 2 cerca de la península de Yucatán, en la RIC IV para



**Figura 3**. Radiograma de la oficina de telégrafos de Golfito del 7 de septiembre de 1961. Fuente: ANCR, Fondo Ministerio de Gobernación, No. 44244.

Región							
climática /	Cant.	Región climática /	Cant.	Región climática	Cant.	Región climática /	Cant.
Cantón	incid.	Cantón	incid.	/ Cantón	incid.	Cantón	incid.
REGIÓN CENTRAL	43	PACÍFICO CENTRAL	25	PACÍFICO NORTE	35	PACÍFICO SUR	13
El Guarco	8	Acosta	5	Orotina	8	Osa	5
Naranjo	6	Aserrí	5	Puntarenas	7	Coto Brus	2
Desamparados	6	Dota	4	Santa Cruz	4	Buenos Aires	2
San José	4	Corralillo (Cartago)	3	San Mateo	3	Pérez Zeledón	2
Atenas	3	Parrita	3	Varios	2	Golfito	2
San Ramón	3	Quepos	2	Tilarán	2		
Cartago	2	Mora	1	Nandayure	2	ZONA NORTE	11
Poás	2	Tarrazú	1	Carrillo	2	(Sarchí Norte) Sarchí	5
Grecia	2	León Cortes	1	Nicoya	2	Zarcero	4
Oreamuno	1			La Cruz	1	Los Chiles	1
San Pablo	1			Cañas	1	San Carlos	1
Heredia	1			Liberia	1		
Tibás	1					CARIBE SUR	2
Paraíso	1					Jiménez	2
La Unión	1						
Mora	1						

# **Cuadro 1.** Cantidad de incidencias por cantón afectado por el temporal de septiembre de 1961 según región climática de pertenencia.

Fuente: Elaboración propia a partir de: ANCR, Fondo Ministerio de Gobernación, No. 44244, periódicos Diario de Costa Rica, La Nación, La República y La Prensa Libre del 3 al 8 de septiembre de 1961.

Costa Rica (ver figura 1), en la mayor parte de las localidades del país se reportó que el temporal había amainado (no desaparecido) y que el cielo se encontraba nublado o parcialmente despejado, coincidiendo dichos informes con el reporte meteorológico del día 7 que indicó "hoy se puede considerar finalizado el efecto del huracán Carla sobre el territorio de Costa Rica, terminándose así el temporal en el Pacífico" ("El país bajo...", 1961). Por consiguiente, la afectación de importancia de Carla sobre Costa Rica la produjo la fase de tormenta tropical entre los días cuatro y seis de septiembre.

Desde localidades como Bolsón de Santa Cruz, Filadelfia de Carrillo, Bebedero de Cañas, Lepanto de Puntarenas, Santo Domingo y San Rafael en Heredia, San Cristóbal de Desamparados, Santa María de Dota, Cartago, Pacayas y Capellades de Alvarado, Santiago de Paraíso y Juan Viñas de Jiménez, por ejemplo, se informó que las lluvias habían cesado, eran pocas, débiles o garúas, que el temporal había disminuido, que éste se había retirado o que hacía buen tiempo (ANCR, 1961). En otros lugares, como en Aguacaliente de Cartago, el tiempo se reportó de "muy bonito" aunque se mantenía la influencia del temporal, ya que el río del mismo nombre aún estaba crecido (Rivera, J., 1961), esto a modo de efecto residual. Lo mismo ocurrió en Tucurrique de Jiménez, desde donde se informó que el temporal había terminado pero que el río Reventazón continuaba crecido.

No obstante lo anterior, la influencia del temporal se mantuvo con lluvias durante el día siete en otras localidades, particularmente en horas de la mañana. En Esparza, Orotina, Tilarán, Grecia y la Trinidad de Moravia, se reportó que el temporal continuaba y en Cangrejal de Acosta las lluvias continuaban a las nueve horas, mientras que a las 14 horas se notificó que las lluvias habían cesado y que el tiempo era calmo. En Santa Bárbara y San Isidro en Heredia llovió al medio día y en San Miguel de Desamparados entre las nueve de la mañana y el mediodía. Incluso en algunos lugares, se informó que las lluvias eran intermitentes, es decir, alternándose lluvias y sol, como en Paquera de Puntarenas.



**Figura 4.** Telegrama de José Manuel Córdoba, Agente Principal de Policía de Guaitil, Acosta. Fuente: ANCR, Fondo Ministerio de Gobernación, No. 44244.

Para el día ocho de septiembre, la influencia del temporal prácticamente había pasado y en las comunicaciones de ese día se notificó la ausencia de la lluvia, por ejemplo el telegrama enviado desde Matapalo, Cabo Velas de Santa Cruz decía: "Se retiró el temporal. Hoy amaneció despejado y buen sol." Aún así, en algunas muy pocas localidades quedaban señales de su existencia, como en el cantón Vázquez de Coronado desde donde se informó: "...el temporal en esta zona amainó notablemente, no así en la zona de

Patillos [Patalillo] en donde las lluvias continúan" (Solís, 1961). Sin embargo, el reporte no hace referencia a la intensidad de las lluvias. También en Buenos Aires de Puntarenas, se reportó que el temporal continuaba para ese día pero con menor intensidad (Alvarado, 1961).

Pasadas las lluvias, el bienestar volvió principalmente para los campesinos, tal como lo reportó José Manuel Córdoba desde Guaitil de Acosta (figura 4).



**Figura 5.** Incidencias por cantón debido al temporal de septiembre de 1961 en Costa Rica, causado por la influencia indirecta del fenómeno ciclónico Carla. Fuente: Elaboración propia.

A nivel de región climática, el temporal de inicios de septiembre afectó la vertiente del Pacífico desde La Cruz en Guanacaste hasta Coto Brus en Puntarenas, así como la Región Central. En la vertiente del Caribe se afectó levemente la Zona Norte, específicamente los cantones de Zarcero, parte de San Carlos y el distrito de Toro Amarillo de Sarchí, el cual se encuentra en los límites geográficos de la Zona Norte (ver figura 5).

Llama la atención que, mientras en el Pacífico Norte los cantones al occidente de la cordillera de Guanacaste, La Cruz y Liberia (como se aprecia en la figura 5), presentaron incidentes o lluvias por el temporal, los ubicados al oriente de dicho sistema montañoso, específicamente Los Chiles y Upala, no mostraron afectación para las mismas fechas en que ocurría el temporal en la vertiente del Pacífico y reportaron condiciones meteorológicas opuestas, es decir, sin lluvias (figura 6) o "tiempo averanado" (Porras, 1961). En los cantones sureños de la Zona Norte, los colindantes con la Región Central, sí hubo influencia del temporal. Desde Sarapiguí (La Virgen y Puerto Viejo), informaron que el temporal había dejado lluvias sin importancia y que la zona no había sido afectada. Sin embargo, en Ciudad Quesada, cabecera del cantón de San Carlos, el día seis de septiembre el agente principal de policía indicó que "a las siete y treinta horas nos llegó de sur a norte lluvias con carácter de temporal" (Solís, J.B., 1961a) y al día siguiente informó: "el tiempo en esta ciudad continúa de temporal, pero en forma irregular..." (Solís, J.B., 1961b). En el entonces cantón de Alfaro Ruiz, hoy Zarcero (Ley No. 8808 de 2010), se presentaron mayores incidencias como derrumbes en los distritos de Zarcero, Zapote y Laguna (figura 7).

En la región Caribe Norte y Caribe Sur, no hubo mayor influencia por el temporal, aunque en los cantones al sur de la Cordillera Volcánica Central pertenecientes al Caribe Sur, Turrialba y Jiménez, se reportaron lluvias o temporal con lluvias sin importancia.



**Figura 6.** Radiogramas que reporta las condiciones de tiempo en Los Chiles en septiembre de 1961. Fuente: ANCR, Fondo Ministerio de Gobernación, No. 44244.



Figura 7. Telegrama de Jorge Morales, Agente Principal de Policía de Laguna de Alfaro Ruiz (Zarcero).

Fuente: ANCR, Fondo Ministerio de Gobernación, No. 44244..

#### 3.3. Incidencias y daños

En Costa Rica, uno de los efectos indirectos de los ciclones es la lluvia y los efectos de ésta son las inundaciones, la saturación de suelos y los derrumbes, entre otros. Los temporales que



**Figura 8.** Reportes por día con información de afectación por el temporal de septiembre de 1961. Fuente: Elaboración propia a partir de datos recolectados.

se presentan en la vertiente del Pacífico son causados por las bandas nubosas asociadas a estos fenómenos que transitan por el Caribe, y sus efectos han sido considerables (Alvarado y Alfaro, 2003, p. 1); en el caso de la tormenta tropical Carla, estos no dejaron de ocurrir.

De los 251 reportes que refirieron alguna información relacionada al temporal sucedido del cuatro al siete de septiembre de 1961, la afectación material se dio en los primeros tres días de ocurrencia y se documentó en 130 de los comunicados o noticias revisadas (figura 8).

De las incidencias ocasionadas (figura 9), las más relevantes fueron: la crecida de los ríos con un 34 %, los derrumbes con un 25 % y las inundaciones que significaron el 12 % de las referencias.

Con respecto a los daños (figura 10), un 27 % de los registros indicó afectación en las carreteras y caminos. El 24 % trató la alerta o amenaza



**Figura 9.** Incidentes registrados por el temporal del 4 al 7 de septiembre de 1961 en Costa Rica. Fuente: Elaboración propia a partir de datos recolectados.



**Figura 10.** Daños reportados por el temporal del 4 al 7 de septiembre de 1961 en Costa Rica. Fuente: Elaboración propia a partir de datos recolectados.

provocada por el incidente y, por consiguiente, la zozobra generada en la población por la crecida de los ríos y quebradas, y posibles derrumbes o hundimientos de terreno. Los daños referidos a la agricultura se registraron en el 9 % de los reportes.

En cuanto a pérdidas humanas, únicamente se reportó una niña de dos años fallecida en

Palmichal de Acosta, donde un paredón se derrumbó y cayó sobre la casa en que moraba, mientras el resto de los ocupantes de la vivienda fueron rescatados con vida ("Primera víctima...", 1961). En Puerto Cortés, un trabajador quedó atrapado por un derrumbe, pero no se informó la condición de este al ser rescatado. Un 8 % de los reportes se refirieron a las personas afectadas (heridas, evacuadas o damnificadas).

#### 4. CONCLUSIONES

El temporal de septiembre de 1961 ocurrió por influencia indirecta de la tormenta tropical Carla. Afectó la vertiente de Pacífico y su impacto en la vertiente del Caribe fue casi nulo, a excepción de algunas zonas colindantes con la Región Central del país.

Es notorio el comportamiento de la Zona Norte, la región fronteriza con Nicaragua, en la que no hubo lluvias (al menos por cinco días) y el tiempo más bien fue soleado para inicios de mes del día 2 al 6 (ver figura 6), cuando el temporal estaba afectando considerablemente el Pacífico Norte costarricense y el resto de la vertiente del Pacífico. De tal forma, si para el día seis de septiembre en Los Chiles y Upala los reportes no indicaron presencia de lluvias, para los días posteriores cuando la influencia de la tormenta tropical Carla ya no estaba presente en el país, si éstas se presentaron debieron ser consecuencia de otras condiciones meteorológicas.

Por su parte, la región Caribe Sur cercana al límite artificial establecido con la Región Central del país, sí presentó lluvias a causa del temporal, aunque estas fueron débiles. Del Caribe Norte no se encontraron reportes.

La fase de huracán del fenómeno ciclónico no generó influencia de impacto en el país, y por las fechas de referencia de los reportes, la fase de depresión tropical, el día tres, tampoco lo hizo. El temporal fue causado por Carla, pero su afectación (incidencias y daños) ocurrió en la fase de tormenta tropical.

La principal incidencia correspondió a los deslizamientos, que obstaculizaron las vías de comunicación e impidieron o dificultaron el tránsito de las personas o mercancías.

La crecida de los ríos generó alerta y preocupación en la población, debido a que debilitaron algunos puentes e impidieron el paso de personas o vehículos por algunos días.

En algunas localidades, hubo afectación en el suministro de agua potable por rupturas en las cañerías, suspensión de actividades como las labores agrícolas, por la inclemencia del tiempo, y personas evacuadas por la amenaza de inundación, deslizamiento o hundimiento del terreno. Solo se documentó el caso de una familia que perdió su casa, producto de un derrumbe en el poblado de Candelaria en el cantón de Naranjo, provincia de Alajuela.

Finalmente, a pesar de las incidencias reportadas, este temporal no puede considerarse de gran intensidad o impacto grave en el país desde la perspectiva de los daños generados.

#### 5. **BIBLIOGRAFÍA**

- Alvarado, L. (8 de septiembre de 1961). [Radiograma de Leónidas Alvarado P., Jefe Político de Buenos Aires a Ministro de Gobernación]. ANCR. Fondo Ministerio de Gobernación. No. 044244.
- Alvarado, L.F. y Alfaro, E. (2003). "Frecuencia de los ciclones tropicales que afectaron a Costa Rica en el siglo XX" en Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos, volúmen 10, número 1, p. 1-11.
- Archivo Nacional de Costa Rica (ANCR). (1961). Fondo Ministerio de Gobernación. Serie 44244, completo.
- *Diario de Costa Rica*. (1961). Periódicos de los días 7 y 8 de septiembre de 1961.
- Dunn, Gordon E. and staff. (1962). "The Hurricane Season of 1961 in *Monthly Weather Review*, p. 111. March 1962.
- EDIN. (2017). División territorial administrativa de la República de Costa Rica (Vinicio Pedra Quesada, compilador). Editorial Digital Imprenta Nacional, San José, Costa Rica.

- El país bajo un aguacero de sesenta horas. (7 de septiembre de 1961). La Republica, p.
  7. [subtitulo: Extracto del Boletín No. 6 del Servicio Meteorológico}. Recuperado de http://www.sinabi.go.cr/contextual/ busqueda.aspx?tipobuscador=4.
- La Nación. (1961). Periódicos de los días 3 y 6 de septiembre de 1961.
- La Prensa Libre. (1961). Periódicos de los días 6 al 8 de septiembre de 1961.
- La República. (1961). Periódicos de los días 6 al 8 de septiembre de 1961.
- Ley No. 8808 de 2010. Cambio de nomenclatura del cantón XI de la provincia de Alajuela para que se llame Zarcero. 28 de abril de 2010. La Gaceta, No. 116 del 6 de junio de 2010. Versión digital recuperada de https://www. imprentanacional.go.cr/pub/2010/06/16/ COMP\_16\_06\_2010.html#\_Toc264370419
- Lizano, O. y Fernández, W. (1996). "Algunas características de las tormentas tropicales y de los huracanes que atravesaron o se formaron en el Caribe adyacente a Costa Rica durante el periodo 1886-1988" en *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, volúmen 3, número 1, p. 3-10.
- Moraga, R. (8 de septiembre de 1961). [Radiograma de Roderico Moraga, Agente Principal de Policía de Matapalo a Ministro de Gobernación]. ANCR. Fondo Ministerio de Gobernación. No. 044244.
- Poblaciones evacuadas por inundaciones en el Pacífico. (6 de septiembre de 1961). *La*

Prensa Libre, p. 1 y 4. [portada y subtitulo: Valle Central con mayor intensidad de temporal hoy] Recuperado de http:// www.sinabi.go.cr/contextual/busqueda. aspx?tipobuscador=4

- Porras, A. (7 de septiembre de 1961). [Telegrama de Alejandro Porras, Agente Principal de Policía a Oficial Mayor, Ministerio de Gobernación]. ANCR. Fondo Ministerio de Gobernación, No. 044244.
- Primera víctima del temporal en Palmichal de Acosta. (8 de septiembre de 1961). *Diario de Costa Rica.*, p. 4. Recuperado de Recuperado de http://www.sinabi.go.cr/contextual/ busqueda.aspx?tipobuscador=4.
- Rivera, J. (7 de septiembre de 1961). [Telegrama de Julio Rivera, Agente Principal de Policía de Aguacaliente a Gobernador de Cartago]. ANCR. Fondo Ministerio de Gobernación. No. 044244.
- Solís, B. (8 de septiembre de 1961). [Telegrama de Bartolomé Solís, Jefe Político de Coronado a Ministro de Gobernación]. ANCR. Fondo Ministerio de Gobernación. No. 044244.
- Solís, J.B. (6 de septiembre de 1961a). [Radiograma de Juan Bautista Solís, Agente Principal de Policía de Ciudad Quesada a Ministro de Gobernación]. ANCR. Fondo Ministerio de Gobernación. No. 044244.
- Solís, J.B. (7 de septiembre de 1961b). [Radiograma de Juan Bautista Solís, Agente Principal de Policía de Ciudad Quesada a Ministro de Gobernación]. ANCR. Fondo Ministerio de Gobernación. No. 044244.

## Inicio de la temporada de lluvias en América Central Onset of the rainy season in Central America

#### ERIC ALFARO<sup>1</sup> Y HUGO HIDALGO<sup>2</sup>

#### Resumen

Los comienzos tempranos (tardíos) de la temporada de lluvias en América Central, tienden a estar asociados con periodos en mayo-junio más lluviosos (más secos), siendo este el primer pico de la temporada de lluvias. El objetivo de este estudio es calcular los valores promedio de largo plazo para la fecha del inicio de la temporada de lluvias y su variabilidad. Se exploró un conjunto de registros diarios de estaciones pluviométricas en América Central, con datos de inicio de lluvias en al menos 27 años, de 1968 a 2012. La mediana del valor del inicio se ubicó alrededor del 8 de mayo y el cincuenta por ciento de los datos fueron observados entre el 26 de abril y el 20 de mayo. El análisis mostró que los comienzos tempranos o tardíos tienden a ser seguidos por condiciones más lluviosas o más secas sobre el istmo durante mayo-junio, y mostraron un uso potencial en esquemas de predicción climática.

**PALABRAS CLAVE**: AMÉRICA CENTRAL, INICIO DE LA ESTACIÓN LLUVIOSA, PRECIPITACIÓN, PREDICCIÓN CLIMÁTICA ESTACIONAL, VARIABILIDAD CLIMÁTICA.

#### Abstract

Early (late) onsets of the rainy season in Central America tend to be associated with wetter (drier) than normal May-June season, corresponding to the first peak of the rainy season. The objective of this study is to calculate the climatic values for the onset of the rainy season and its variability. We used a set of daily records from rain gauge stations in Central America having onset data in at least 27 years from 1968 to 2012. Median onset value was May 8 and fifty percent of the data were observed between April 26 and May 20. The analysis showed that early (late) onsets tend to be followed by wetter (drier) than normal conditions over the isthmus and showed a potential use for onset climate prediction.

**KEY WORDS**: CENTRAL AMERICA, ONSET, PRECIPITATION, SEASONAL CLIMATE PREDICTION, CLIMATE VARIABILITY.

#### 1. INTRODUCCIÓN

Maldonado et al. (2013) explican que una cadena de altas montañas divide a América Central en dos regiones climáticas: la vertiente del Pacífico y la del Caribe, que están a sotavento y barlovento respectivamente de los vientos alisios del Atlántico norte, el cual es el régimen de viento dominante. La lluvia sobre la mayor parte del istmo, principalmente sobre la vertiente del Pacífico, tiene un ciclo anual bimodal, con dos máximos: uno en mayo-junio y el otro en septiembre-octubre, separados por un veranillo en julio-agosto (Alfaro et al. 2018). Según Magaña et al. (1999), en mayo se alcanza un primer máximo de actividad de convección profunda y, por tanto,

<sup>1</sup> Erick Alfaro es miembro del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI), Universidad de Costa Rica; de la Escuela de Física, Universidad de Costa Rica; y del Centro de Investigación en Ciencias del Mar y Limnología (CIMAR), Universidad de Costa Rica. Correo electrónico: erick.alfaro@ucr.ac.cr.

<sup>2</sup> Hugo Hidalgo es miembro del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI), Universidad de Costa Rica; y de la Escuela de Física, Universidad de Costa Rica. Correo electrónico: hugo.hidalgo@ucr.ac.cr

un primer máximo de precipitación cuando la temperatura de la superficie del mar (TSM) supera los 29 °C en el Pacífico tropical del este. Luego, durante julio y agosto, la TSM disminuye alrededor de 1 °C debido a la disminución de la radiación solar incidente y los vientos del este más intensos, lo que resulta en una disminución en la actividad de convección profunda. Tal reducción en la actividad de convección profunda permite un aumento de la radiación solar incidente y un ligero aumento de la TSM (alrededor de 28.5 °C) para fines de agosto y principios de setiembre, lo que nuevamente se traduce en una actividad de convección profunda y, en consecuencia, en un segundo máximo de precipitación.

Enfield y Alfaro (1999) hicieron un análisis de las fechas de inicio y finalización de la estación lluviosa en América Central, tomando como base la definición de Gamow y Henry (1972). Demostraron que la variabilidad de la anomalía de la TSM del Atlántico tropical norte está fuertemente asociada con las precipitaciones sobre el Caribe y América Central en conjunto con la anomalía de la TSM del Pacífico oriental tropical. Ambos océanos están relacionados con la lluvia, pero la respuesta a la lluvia parece depender de cómo se combinan las anomalías de la TSM en el Atlántico tropical norte y el Pacífico oriental. La respuesta más fuerte ocurre cuando el Atlántico tropical está en la configuración de un dipolo meridional (antisimétrico a través de la Zona de Convergencia Intertropical o ZCIT) y el Pacífico tropical oriental tiene el signo opuesto al Atlántico tropical norte. Cuando el Atlántico tropical norte y el Pacífico tropical tienen el mismo signo, la respuesta de la lluvia es más débil. La temporada de lluvias al sur de América Central tiende a comenzar temprano y terminar tarde en años que comienzan con TSM cálidas en el Atlántico tropical norte, y las fechas de finalización también se retrasan cuando el Pacífico ecuatorial oriental está relativamente frío (Alfaro et al., 1998; Alfaro y Cid, 1999; Alfaro y Enfield, 1999, Fallas y Alfaro, 2012a), proporcionando, además, posibles esquemas empíricos de predicción. Tal relación con potencial predictivo también fue confirmada en Hidalgo et al. (2017).

Alfaro (2002) encontró que, en promedio, la fecha del inicio de la temporada de lluvias en Centroamérica se ubica entre el 11 y el 15 de mayo. El comportamiento del patrón de inicio podría explicarse en parte por la migración hacia el norte de la ZCIT que provoca inestabilidad y convergencia de humedad en la región desde fines de la primavera boreal hasta principios del otoño, principalmente en el sur de América Central, provocando un aumento de la convección profunda que reduce la radiación y las horas de sol medidas en el suelo (Hidalgo et al., 2015). A principios de año, ambas curvas tienen una tendencia positiva, pero los valores de radiación disminuyen a partir de marzo, cuando la ZCIT comienza a acercarse a la región. Esto se debe a que la mayor parte de la radiación es absorbida y reflejada por las cubiertas de nubes, principalmente en la parte sureste de la región. Durante este período y durante toda la temporada de lluvias, los vientos alisios son más débiles que en la temporada seca y esto permite la formación de sistemas de mesoescala, como la brisa de martierra y la brisa de valle-montaña (Muñoz et al., 2002), principalmente en la vertiente del Pacífico, asociado lo anterior a convección profunda de sistemas precipitantes importantes.

Cortez (2000) utilizó un enfoque diferente y calculó el promedio de largo plazo del inicio de las lluvias, el veranillo y la retirada de las lluvias, con los datos de radiación saliente de onda larga sobre América Central y el sur de México, y señaló que la intensidad del viento de bajo nivel en la región es consistente con el inicio y evolución de la temporada de lluvias. Estudios recientes sobre el inicio y el final de las fechas de la temporada de lluvias en Costa Rica y Panamá se pueden encontrar en Hernández y Fernández (2015) y Nakaegawa et al. (2015), y obtuvieron valores similares, en términos generales, a los



**Figura 1.** Ubicación de las 187 estaciones consideradas originalmente. Solo las estaciones con un ciclo anual tipo 1 (círculos de color rosa) y 2 (triángulos rojos) presentaron una estación seca durante el invierno boreal y principios de la primavera (ver figura 2).

encontrados por Alfaro (2002). A pesar de que Alfaro (2002) sugirió algún comportamiento latitudinal relacionado con el inicio de las lluvias en el istmo, sus resultados también muestran estaciones ubicadas en el sur y sobre el norte de la región con fechas de inicio climáticas similares, lo que sugiere que la migración latitudinal de la ZCIT no podría explicar completamente la variabilidad del inicio de las lluvias observada (Díaz, 2019).

El objetivo principal de este estudio es calcular los valores promedio a largo plazo y su variabilidad del inicio de las lluvias, utilizando registros diarios de estaciones pluviométricas en América Central, asociados con los patrones del ciclo anual dominante de las lluvias en la región. Asimismo, un segundo objetivo es asociar algunas de estas estructuras del ciclo anual de precipitación con la variabilidad interanual de la TSM de los océanos Atlántico Tropical Norte y Pacífico Ecuatorial Oriental, investigando los aspectos dinámicos asociados con la circulación sobre el istmo durante el inicio de la temporada de lluvias. Cabe mencionar que una diferencia respecto a estudios previos, como el realizado por Alfaro (2002), es que el presente análisis se efectuó utilizando datos diarios de precipitación, mientras que el análisis anterior utilizó datos agregados en pentadas.

#### 2. DATOS Y METODOLOGÍA

En este estudio, se exploró un conjunto original de 187 registros diarios de estaciones pluviométricas en América Central. Sus ubicaciones geográficas se muestran en la figura 1. De ese conjunto de datos se seleccionaron por inspección visual solo aquellas estaciones que tienen una estación seca durante el invierno boreal y principios de la primavera de acuerdo con su ciclo anual basado en los acumulados climáticos mensuales (ciclos anuales tipo 1 y 2 en las figuras 1 y 2a, b). Una condición adicional es tener datos de inicio de las lluvias en al menos 27 años entre 1968 y 2012. Se seleccionaron esos años porque la mayoría de los registros de la estación tenían datos durante ese período. Un subconjunto de 104 estaciones cumple con los criterios anteriores, ubicadas tanto en la vertiente del Pacífico como en la del Caribe de América Central y fueron las utilizadas en el resto del estudio (figuras 1 y 3).

La figura 2 muestra los ciclos anuales de precipitación asociados con las estaciones mostradas en la figura 1. El tipo 1 (figura 2a) es el más común y tiene una estación seca durante el invierno boreal y principios de la primavera, seguida de una distribución bimodal con picos en junio y setiembre, separados por el veranillo en julio, con acumulaciones anuales entre 1177 y 3560 mm. El tipo 2 (figura 2b), presentó también una estación seca durante el invierno boreal y principios de

primavera, pero sin veranillo en julio, teniendo un máximo en octubre, con acumulaciones anuales entre 2239 y 4888 mm. El tipo 3 (no mostrado y representativo del Caribe centroamericano según Alfaro, 2002 y Taylor & Alfaro, 2005) no presenta una estación seca, mostró picos de lluvia en julio y noviembre-diciembre, dos mínimos en marzo y septiembre, con acumulados anuales entre 2958 y 6040 mm. Algunas estaciones, asociadas al tipo 4 (no mostrado y que requiere un estudio posterior), presentaron una distribución uniforme de las precipitaciones a lo largo del año, con un leve pico en noviembre y con acumulaciones anuales entre 2159 y 6087 mm.

Basado en la metodología desarrollada en Alfaro (2014), y también aplicada por Alfaro e Hidalgo (2017), Maldonado et al. (2016) y Solano (2015), las series de tiempo de precipitación diaria se filtraron utilizando un promedio móvil de peso triangular con una ventana de 31 días, para evitar o minimizar las interrupciones del inicio debido a posibles fortalecimientos de corta duración de los vientos alisios. Se aplicó un algoritmo basado en la metodología de Gamow y Henry (1972), que fue posteriormente adaptada por Alfaro et al. (1998), Alfaro y Cid (1999), Alfaro y Enfield (1999) y Enfield y Alfaro (1999), para identificar sistemáticamente el inicio a la serie de tiempo de precipitación diaria filtrada. El algoritmo consiste en que para un año en particular y en un registro de estación en particular, el inicio de las lluvias



**Figura 2**. Las líneas negras con cuadrados son los principales tipos de ciclos anuales de precipitación mostrados en la figura 1. a) Tipo 1 y b) Tipo 2. Las líneas rojas muestran una desviación estándar a partir del valor medio

(en días julianos) se asocia con aquel día en que la precipitación suavizada es mayor a 5 mm día<sup>-1</sup> durante al menos diez días (o dos pentadas seguidas) y si en los siguientes cinco días (por ejemplo, la siguiente pentada), la precipitación observada es superior a 0.1 mm día<sup>-1</sup>.

En este estudio se utilizó la reconstrucción de la TSM elaborada por Xue et al. (2003) y Smith et al. (2007) (denominada ERSSTv3b). Las anomalías de TSM se reconstruyeron utilizando una combinación de datos observados junto con modelos y cuadrículas de muestreo históricas. Esta base de datos global tiene una resolución horizontal de 2.5 por 2.5 grados. El dominio delimitado por 10° S - 62° N y 150° E - 15° W, se consideró aquí para capturar la señal de los modos de variabilidad climática más importantes para el istmo centroamericano como son: El Niño Oscilación del Sur (ENOS), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), la Oscilación Multidecenal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés) y el Atlántico Tropical Norte (ATN), que a su vez han demostrado ser relevantes en términos de variabilidad y predicción de las precipitaciones durante la época de lluvias (Fallas - López y Alfaro, 2012a, b; Hidalgo et al., 2015). Las anomalías de la TSM se utilizan como los predictores en los modelos del análisis de correlación canónica o ACC. Los modelos del ACC se construyeron siguiendo la metodología utilizada previamente por Alfaro et al. (2018); Maldonado et al. (2016; 2013); y Fallas-López y Alfaro (2012b). Los detalles de la construcción de los modelos del ACC pueden ser consultados en las referencias citadas en la oración anterior.

Por último, se obtuvieron los datos mensuales de la AMO (National Oceanographic and Atmospheric Administration [NOAA], 2021a), la NAO (National Oceanographic and Atmospheric Administration [NOAA], 2021b), la PDO (University of Washington [UW], 2021), el Niño 3.4 (Columbia University [CU], 2021), y la Corriente en Chorro de Bajo Nivel (CLLJ, por sus siglas en inglés, estimado según Amador *et al.*, 2010), para calcular la correlación de Spearman (Wilks, 2019) entre los modos del ACC y los índices climáticos, siguiendo la metodología propuesta por Fallas-López y Alfaro (2012a).

#### 3. RESULTADOS

La figura 3 muestra la mediana y la variabilidad de las 104 estaciones seleccionadas en este análisis. Observe que algunas estaciones ubicadas en el sur y en la parte norte del istmo tienden a tener fechas de inicio y variabilidad similares, a pesar de que un modelo de regresión lineal entre la mediana del inicio de la estación lluviosa (IELL) y la latitud de las estaciones estima una pendiente de 3.71 juliano/latitud (° N), con un R = 0.65 (*valor* - p <0.01).

La figura 4 muestra el diagrama de caja y el histograma de todos los valores, cuya mediana por estación se presenta en la figura 3a. El valor de la mediana se ubicó en el 8 de mayo y el cincuenta por ciento de los datos se observaron entre el 26 de abril y el 20 de mayo. Obsérvese que no se detectaron valores atípicos. Los valores mínimos climáticos fueron para la estación denominada Macano Arriba en Panamá (8.6° N, 82.6° W), con una mediana de 86.5 (27 de marzo). La estación de La Mesa en Honduras (15.4° N, 87.9° W) presentó los valores máximos con una mediana de 158 (7 de junio). La figura 4b muestra que la moda es para la categoría centrada en 138 (18 de mayo), con 35 ocurrencias, que van del 14 al 22 de mayo dado por el intervalo de clase modal.

La figura 5 presenta las correlaciones para los primeros modos del ACC, entre los inicios y los acumulados estacionales, días lluviosos, ocurrencias de eventos de precipitación mayores al percentil 80 y menores al percentil 20 en el bimestre de mayo-junio. Los resultados muestran la coherencia de los patrones espaciales para el



**Figura 3.** Mediana (expresada como día juliano) del inicio de la estación lluviosa para las 104 estaciones seleccionadas (a) y su intervalo intercuartil o IQR, por sus siglas en inglés (b).



**Figura 4.** Diagrama de caja a) e histograma b) para los valores de la mediana del día juliano correspondiente al inicio de la estación lluviosa, IELL, presentados en la figura 3a. Los umbrales superiores e inferiores en a) corresponden al percentil 75 y 25 o ± 1.5 IQR, respectivamente. El histograma en b) presenta el número máximo de clases posibles que tienen al menos cinco o más ocurrencias.

inicio de la temporada de lluvias con las siguientes variables de precipitación de mayo a junio. En general, los inicios tempranos (tardíos) tienden a ser seguidos por condiciones más lluviosas (más secas) en el istmo, excepto en unas pocas estaciones del tipo 2 mostrado en la figura 2. Ejemplos de años de aparición temprana en la mayoría de las estaciones del istmo son 1979, 1981 y 2010, mientras que se observaron inicios tardíos durante 1992, 1997 y 1998; registrándose todos estos últimos años eventos El Niño.

La figura 6 muestran el uso potencial de esquemas empíricos para la predicción climática del IELL. La primera gráfica en el panel superior de la figura 6 muestra los dos primeros pares canónicos y su correlación. Las correlaciones de la TSM del primer modo en febrero-marzo (figura 6b) están correlacionadas negativamente con la serie de tiempo del IELL en el panel superior de la figura 6a, en la región ubicada principalmente en el Atlántico (figura 6b). Las correlaciones del inicio de las lluvias están correlacionadas positivamente (figura 6c), especialmente para aquellas estaciones al sur de 14° N. Lo anterior sugiere que condiciones del Atlántico más cálidas (más frías) están asociadas con vientos alisios más débiles (más fuertes), y esto favorece (no favorece) la formación de sistemas mesoescalares convectivos profundos en la región (Alfaro, 2007; 2002). Siguiendo lo propuesto por Fallas-López y Alfaro (2012a), la correlación de Sperman de este modo con la resta AMO-NAO fue de -0.61 (*valor-p* < 0.01).

Las configuración del segundo modo de la TSM (figura 6d) se correlaciona positivamente con la serie de tiempo en el panel inferior de la figura 6a, en la región ubicada principalmente en el Pacífico ecuatorial y con las fases positivas de los modos de variabilidad del océano Pacífico Norte obtenidos de Hartmann (2015) (figura 6d), mientras que las correlaciones del inicio de las lluvias están correlacionadas positivamente (figura 6e), especialmente para aquellas estaciones al norte de 14° N. Hidalgo et al. (2015) explican que condiciones más cálidas (más frías) en el Pacífico ecuatorial retrasan y mantienen la ZCIT en las posiciones oeste-sur (este-norte), costa afuera (cerca de la costa) de Centroamérica, aumentando (disminuyendo) la estabilidad sobre el istmo, y esto no favorece (favorece) la formación de sistemas mesoescalares convectivos profundos en la región productores de lluvias (Hidalgo et al. 2015). Esta respuesta podría reforzarse durante las fases positivas (negativas) de los modos de variabilidad de la TSM del Pacífico Norte (Gershunov y Barnett, 1998; Muñoz et al., 2010; Fallas y Alfaro, 2012a; Hartmann, 2015). Siguiendo lo propuesto por Fallas-López y Alfaro (2012a), la correlación de



**Figura 5.** Coeficientes de correlación del primer modo del inicio de las lluvias (a, c, e, g), a partir del ACC, con la precipitación estacional acumulada (b), con el número de días con precipitación (d), con el número de eventos mayores que el percentil 80 (f) y con el número de eventos menores al percentil 20 (h), en el bimestre MJ. Los valores presentados son solo para correlaciones con *valores - p* < 0.05. La correlación de series de tiempo de los modos principales del ACC son 0.72, 0.82, 0.68 y 0.79, respectivamente, todos ellos con *valores - p* < 0.01.



**Figura 6.** a) Series de tiempo para los dos modos principales del ACC significativos (valor p < 0.05) entre la TSM del bimestre FM (línea azul continua) y los inicios de las lluvias (línea roja discontinua). b), c), d) y e) son los mapas con las correlaciones para los dos primeros modos presentados en la figura 6a, a la izquierda para el bimestre FM de la TSM y a la derecha para los inicios de la estación lluviosa. Los valores presentados son solo para correlaciones con valores p < 0.05.

Sperman de este modo con la combinación de índices dada por Niño 3.4+PDO-AMO fue de 0.81 (*valor-p* < 0.01), adicionalmente, este modo tuvo

una correlación con el CLLJ de 0.54 (valor-p < 0.01).

Los resultados de la figura 6 coinciden con los de Alfaro (2007), quién utilizó un modelo estadístico basado en el ACC para explorar la predictibilidad de la temporada de lluvias en América Central, incluyendo mayo, junio y julio (MJJ). Las variables explicativas fueron la TSM en la superficie del océano Atlántico y Pacífico, para la región dentro de 112.5º E - 7.5 ° W y 7.5º S - 62.5° N durante 1958-1998. Para la primera parte de la temporada de lluvias tempranas (MJJ), las anomalías positivas (negativas) de la TSM del Atlántico tropical se asociaron con anomalías positivas (negativas) de las lluvias en un área amplia ubicada al norte de la región estudiada. Los resultados del modelo fueron validados de forma cruzada, mostrando valores de habilidad significativos en una porción importante de la región estudiada. Además, Fallas y Alfaro (2012b) elaboraron un esquema de predicción climática estacional para América Central basado en el ACC. Las TSM de los océanos alrededor del istmo se utilizaron como predictores. La precipitación se usó como predictante, utilizando 146 estaciones meteorológicas ubicadas en Mesoamérica con registros mensuales de 1971 a 2000. El área de la TSM utilizada fue 60° N -60° S y 270 - 0° W. En general, la TSM asociada con el trimestre anterior se utilizó para todas las estaciones previstas, incluido MJJ. El problema con los esquemas predictivos de Alfaro (2007) y Fallas y Alfaro (2012b) es que incluyen el mes de julio. Este mes presenta un reforzamiento de los vientos alisios y de la Corriente en Chorro de Bajo Nivel del Caribe (Amador, 2008), además del veranillo en el Pacífico Tropical Oriental (Herrera et al., 2015; Alfaro e Hidalgo, 2017; Alfaro, 2014; Amador, 2008; Magaña et al., 1999). Por esa razón se recomienda excluir julio para aquellos esquemas predictivos asociados con el primer pico de la temporada de lluvias (Maldonado et al., 2017; Alfaro et al., 2016).

#### 4. CONCLUSIONES

En este trabajo se mostró que la lluvia en la mayor parte del istmo centroamericano, principalmente en la vertiente del Pacífico, tiene un ciclo anual bimodal, con dos máximos: uno en mayo-junio y el otro en septiembre-octubre; separados por el veranillo en julio-agosto (figuras 1 y 2a). Las principales diferencias entre los tipos del ciclo anual de la precipitación en América Central (figuras 1 y 2) se explican por la compleja topografía del istmo asociada a condiciones de circulación muy locales (Muñoz et al., 2002; Sáenz y Amador, 2016), por la posición a sotavento o barlovento de las estaciones según los vientos alisios, y por la elevación de la estación en su respectiva vertiente (Taylor y Alfaro, 2005, Fernández et al., 1996).

El análisis presentado en este estudio permitió calcular los valores promedios a largo plazo para la fecha del inicio de la temporada de lluvias y su variabilidad, utilizando registros diarios de estaciones pluviométricas en América Central. La mayoría de las estaciones presentaron inicios de la estación lluviosa entre el 26 de abril y el 20 de mayo (figuras 3a y 4a); sin embargo, el análisis del intervalo intercuartil mostró que la variabilidad natural de esta variable es alto, incluso con valores que pueden variar por más de un mes en sus casos más extremos (figuras 3b y 4b). Similar a los resultados de Alfaro (2002), se encontró en este estudio que estaciones ubicadas en el sur y sobre el norte de la región presentaron fechas de inicio climáticas similares (figura 3a), lo que sugiere que la migración latitudinal de la ZCIT no podría explicar completamente la variabilidad del inicio de la estación lluviosa observada (Díaz, 2019).

El estudio del inicio de la temporada de lluvias mostró ser importante debido a que los inicios tempranos (tardíos) tienden a estar asociados con una temporada de mayo a junio más húmeda (más seca), el cual es el primer pico de la temporada de lluvias (figuras 2a y 5). Las precipitaciones de principios del verano tienden a ser espacialmente bastante heterogéneas en todo el Caribe y América Central (Alfaro, 2002; Jurya y Malmgren, 2012). Por lo tanto, tener un inicio tardío de las lluvias como en el 2015 (Amador et al., 2016), seguido de una temporada más seca en mayo-junio junto con un veranillo intenso en julio y agosto (Alfaro, 2014; Hernández y Fernández, 2015; Solano, 2015; Alfaro e Hidalgo, 2017), afectaría significativamente a sectores socioeconómicos clave en América Central como la generación hidroeléctrica, el suministro de agua para consumo humano (ya que las principales ciudades del istmo se encuentran en la vertiente del Pacífico) y la agricultura.

La figura 6 mostró que el ACC tiene un uso potencial de esquemas empíricos para la predicción del clima de inicio de las lluvias en América Central, con fuentes de variabilidad decenal e interanual. Las configuraciones de las TSM en febrero-marzo, previo al inicio de las lluvias en casi todo el istmo, sugieren que condiciones más cálidas (más frías) en el ATN están asociadas con vientos alisios más débiles (más fuertes), y esto favorece (no favorece) la formación de sistemas convectivos en la región asociados con lluvia importante (Maldonado et al., 2017; Alfaro et al., 2016; Alfaro, 2007; Alfaro, 2002). Adicionalmente, las configuraciones de la TSM en el Pacífico ecuatorial del este y norte explican que condiciones más cálidas (más frías) en el Pacífico ecuatorial del este retrasan y mantienen la ZCIT en las posiciones más al Suroeste (Noreste), o sea, costa afuera (cerca de la costa) de América Central, aumentando (disminuyendo) la estabilidad sobre el istmo, y esto no favorece (favorece) la formación de sistemas mesoescalares convectivos productores de lluvia en la región (Hidalgo et al., 2015). Esta respuesta podría reforzarse si además ocurren fases positivas (negativas) de los modos de variabilidad de la TSM del Pacífico Norte (Gershunov y Barnett, 1998; Muñoz et al., 2010; Fallas y Alfaro, 2012a; Hartmann, 2015).

#### 5. AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se elaboró en el marco de varios proyectos inscritos en la Vicerrectoría de Investigación y Acción Social de la Universidad de Costa Rica: 805-C0-610 (apoyado por el Fondo de Estímulo de la Universidad de Costa Rica), EC-497 (apoyado por el fondo de extensión FEES-CONARE), 805-C0-074 y 805-B9-454 (apoyado por el Fondo de Grupos de la Universidad de Costa Rica).

#### 6. REFERENCIAS

- Alfaro, E. (2014). Caracterización del "veranillo" en dos cuencas de la vertiente del Pacífico de Costa Rica, América Central. *Revista de Biología Tropical*, 62 (Supl. 4), 1-15.
- Alfaro, E. (2007). Uso del análisis de correlación canónica para la predicción de la precipitación pluvial en Centroamérica. *Revista Ingeniería y Competitividad*, 9 (2), 33-48.
- Alfaro, E. (2002). Some Characteristics of the Annual Precipitation Cycle in Central America and their Relationships with its Surrounding Tropical Oceans. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 9(2), 88-103.
- Alfaro, E. J., Chourio, X., Muñoz, Á. G. y Mason, S. J. (2018), Improved seasonal prediction skill of rainfall for the Primera season in Central America. *Int. J. Climatol.*, 38(S1), e255-e268. doi:10.1002/joc.5366
- Alfaro, E. y Cid, L. (1999). Análisis de las anomalías en el inicio y el término de la estación lluviosa en Centroamérica y su relación con los océanos Pacífico y Atlántico Tropical. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 6(1), 1-13.
- Alfaro, E., Cid, L. y Enfield, D. (1998). Relaciones entre el inicio y el término de la estación lluviosa en Centroamérica y los Océanos Pacífico y Atlántico Tropical. *Investigaciones Marinas*, 26, 59-69.

- Alfaro, E. y Enfield, D. (1999). The rainy season in Central America: An initial success in prediction. *IAINewsletters*, 20, 20-22.
- Alfaro, E. e Hidalgo, H. (2017). Propuesta metodológica para la predicción climática estacional del veranillo en la cuenca del río Tempisque, Costa Rica, América Central. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 16(1), 62-74.
- Alfaro, E., Hidalgo, H. y Mora, N. (2016). Prediction of MJ rainfall season using CCA models. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 15(2), 5-19.
- Amador, J. A. (2008). The Intra-Americas Sea Lowlevel Jet Overview and Future Research. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146(1), 153–188. doi:10.1196/ annals.1446.012.
- Amador J. A., Alfaro, E., Rivera, E. y Calderón,
  B. (2010). Climatic Features and Their Relationship with Tropical Cyclones Over the Intra-Americas Seas. En J.B. Elsner et al. (eds.), *Hurricanes and Climate Change: Volume 2*, DOI 10.1007/978-90-481-9510-7 9 (pp. 149-173). New York: Springer.
- Amador, J. A., Hidalgo, H. G., Alfaro, E. J., Durán, A.
  M. y Calderón, B. (2016). *Central America*.
  [In State of the Climate 2015]. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 97(8), S178-S181.
- Columbia University (9 de agosto de 2021), International Research Institute for Climate and Society, http://iridl.ldeo. columbia.edu/SOURCES/.Indices/.nino/. EXTENDED/.NINO34/T+exch+table-+text+text+skipanyNaN+-table+.html
- Cortez, M. (2000). Variaciones intraestacionales de la actividad convectiva en México y América Central. *Atmósfera*, 13 (2), 95-108.
- Díaz, S. (2019). Inicio de las lluvias de verano en las costas del Pacífico Mesoamericano [Tesis Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma México]. http://oreon.dgbiblio. unam.mx/F?RN=842537213
- Enfield, D. y Alfaro, E. (1999). The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific Oceans. *J. Climate*, 12, 2093-2103.

- Fallas-López, B. y Alfaro, E. (2012a). Uso de herramientas estadísticas para la predicción estacional del campo de precipitación en América Central como apoyo a los Foros Climáticos Regionales. 1: Análisis de tablas de contingencia. *Revista de Climatología*, 12, 61-79.
- Fallas-López, B. y Alfaro, E. (2012b). Uso de herramientas estadísticas para la predicción estacional del campo de precipitación en América Central como apoyo a los Foros Climáticos Regionales. 2: Análisis de Correlación Canónica. *Revista de Climatología*, 12, 93-105.
- Fernandez, W., Chacón, R. y Melgarejo, J. (1996). On the rainfall distribution with altitude over Costa Rica. *Revista Geofisica*, 44, 57–72.
- Gamow, R. y Henry, W. (1972). The Rainy pentads of Central America. *Journal of Applied Meteorology*, 11, 637-642.
- Gershunov, A. y Barnett, T. (1998). Inter-decadal modulation of ENSO teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2715-2725.
- Hartmann, D. L. (2015). Pacific sea surface temperature and the winter of 2014. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1894–1902. doi:10.1002/2015GL063083.
- Hernández, K. y Fernández, W. (2015). Estudio de la evaporación para el cálculo del inicio y la conclusión de la época seca y lluviosa en Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 14, 18–26, 2015.
- Herrera, E., Magaña, V. y Caetano, E. (2015). Air sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *Int. J. Climatol.*, 35, 1569–1578. doi:10.1002/joc.4077.
- Hidalgo, H., Alfaro, E. y Quesada-Montano, B. (2017). Observed (1970–1999) climate variability in Central America using a highresolution meteorological dataset with implication to climate change studies. *Climatic Change*, 141, 13-28. doi:10.1007/ s10584-016-1786-y
- Hidalgo, H.G., Durán-Quesada, A.M., Amador J.A. y Alfaro, E.J. (2015). The Caribbean Low-

Level Jet, the Inter-Tropical Convergence Zona and the precipitation patterns in the Intra-Americas Sea: A proposed dynamical mechanism. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 97, 41–59. doi:10.1111/geoa.12085

- Jurya, M. R. y Malmgren, B. A. (2012), Joint modes of climate variability across the inter-Americas. *Int. J. Climatol.*, 32, 1033–1046. doi:10.1002/joc.2324
- Magaña, V., Amador, J.A. y Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, 12,1577-1588.
- Maldonado, T., Alfaro, E., Rutgersson, A. y Amador, J. A. (2017), The early rainy season in Central America: the role of the tropical North Atlantic SSTs. *Int. J. Climatol.*, 37, 3731–3742. doi:10.1002/joc.4958
- Maldonado, T., Alfaro, E., Fallas, B. y Alvarado, L. (2013). Seasonal prediction of extreme precipitation events and frequency of rainy days over Costa Rica, Central America, using Canonical Correlation Analysis. *Advances in Geosciences*, 33, 41-52.
- Maldonado, T., Rutgersson, A., Alfaro, E., Amador, J. y Claremar, B. (2016). Interannual variability of the midsummer drought in Central America and the connection with sea surface temperatures. *Advances in Geosciences*, 42, 35-50. doi:10.5194/ adgeo-42-35-2016.
- Muñoz, A.C., Fernández, W., Gutiérrez, J.A. y Zárate, E. (2002). Distribución horaria de la magnitud del viento en Costa Rica. *Tópicos Meteorológico y Oceanográficos*, 9(1), 14-28.
- Muñoz, E., Wang, C. y Enfield, D. (2010). The Intra-Americas springtime sea surface temperature anomaly dipole as fingerprint of remote influences. *J. Climate*, 23, 43-56.
- Nakaegawa, T., Arakawa, O. y Kamiguchi, K. (2015). Investigation of Climatological Onset and Withdrawal of the Rainy Season in Panama Based on a Daily Gridded Precipitation Dataset with a High Horizontal Resolution. *Journal of Climate*, 28, 2745–2763, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00243.1.

- National Oceanographic and Atmospheric Administration (9 de agosto de 2021b), Climate Prediction Center, National Centers for Environmental Prediction, https:// www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/ CWlink/pna/norm.nao.monthly.b5001. current.ascii.table
- National Oceanographic and Atmospheric Administration (9 de agosto de 2021a), Physical Sciences Laboratory, https://psl. noaa.gov/data/correlation/amon.us.long. data.
- Saenz, F. y Amador, J. A. (2016). Características del ciclo diurno de precipitación en el Caribe de Costa Rica. *Revista de Climatología*, 16, 21-34.
- Smith, T., Reynolds, R., Peterson, T. C. y Lawrimore, J. (2007). Improvements to NOAA's Historical Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006). *J. Climate*, 21, 2283 – 2296.
- Solano, E. (2015). Análisis del comportamiento de los períodos caniculares en Costa Rica en algunas cuencas del Pacífico Norte y del Valle Central entre los años 1981 y 2010 [Tesis Licenciatura, Universidad de Costa Rica]. https://www.researchgate. net/publication/279912901\_Analisis\_ del\_comportamiento\_de\_los\_periodos\_ caniculares\_en\_Costa\_Rica\_en\_algunas\_ cuencas\_del\_Pacifico\_Norte\_y\_del\_Valle\_ Central\_entre\_los\_anos\_1981\_y\_2010
- Taylor, M. y Alfaro, E. (2005). Climate of Central America and the Caribbean. En J.E. Oliver (Ed), *Encyclopedia of World Climatology* (pp. 183-189), Springer.
- University of Washington (9 de agosto de 2021), Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean, http://research.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest.txt
- Wilks, D. (2019) Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 4th. ed. Elsevier
- Xue, Y., Smith, T. y Reynolds, R. (2003). Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871-2000. *Journal of Climate*, 16, 1601–1612. doi:10.1175/1520-0442-16.10.1601

# Modelado numérico en el Valle Central Occidental de Costa Rica durante el invierno boreal: sensibilidad al esquema de capa límite

#### TIFFANY SUÁREZ<sup>1</sup> Y ERICK R. RIVERA<sup>2</sup>

#### Resumen

El clima en el Valle Central Occidental (VCO) de Costa Rica está influenciado, entre otros aspectos, por la variación en la intensidad y la dirección de los vientos a diferentes escalas temporales y espaciales. En este trabajo, se presentan los resultados de simulaciones numéricas del viento en el VCO para el período diciembre 2015-febrero 2016, bajo diferentes configuraciones de capa superficial, capa límite planetaria y modelo de superficie, utilizando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) y su comparación con ~observaciones en superficie. El mejor desempeño del modelo se obtuvo en el dominio con mayor resolución espacial (rejilla de 1 km). Finalmente, los resultados indican que la mejor configuración física del WRF usa la capa superficial RMM5, capa límite YSU y modelo de superficie terrestre Noah.

**PALABRAS CLAVE**: MODELADO CLIMÁTICO REGIONAL, CAPA LÍMITE PLANETARIA, CAPA SUPERFICIAL, MODELO DE SUPERFICIE TERRESTRE, VIENTO, WRF.

#### Abstract

The climate in the Western Central Valley (WCV) of Costa Rica is influenced, among other aspects, by the variation in the intensity and direction of the winds at different temporal and spatial scales. In the present work, the results of numerical simulations of wind in the WCV region, under different configurations of surface layer-planetary boundary layer-surface model, using the Weather Research and Forecasting (WRF) model, were analyzed and compared with surface observations for the period December 2015-February 2016. The best model performance was obtained for the domain with the highest spatial resolution (grid of 1 km). Lastly, the results indicate that the best physics configuration in WRF uses the RMM5 surface layer, the YSU boundary layer and the Noah land surface model.

**KEY WORDS**: REGIONAL CLIMATE MODELING, PLANETARY BOUNDARY LAYER, SURFACE LAYER, LAND SURFACE MODEL, WIND, WRF.

#### 1. INTRODUCCIÓN

El viento es un proceso natural de la circulación atmosférica, que consiste en el movimiento del aire en diferentes capas de la atmósfera, incluyendo la región donde se desarrollan actividades humanas, y es en parte responsable de la distribución espacial y temporal de la precipitación. Costa Rica presenta una topografía compleja que incluye valles, mesetas y montañas de más de tres mil metros de altitud sobre el nivel medio del mar, lo que favorece el desarrollo de fenómenos atmosféricos a diferentes escalas temporales y espaciales (por ejemplo, lluvia orográfica y brisas de valle-montaña). Esto constituye un factor importante en la determinación de diferentes

<sup>1</sup> Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 11501-2060. Correo electrónico: tiffany.suarez@ucr.ac.cr

<sup>2</sup> Escuela de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 11501-2060. Correo electrónico: erick.rivera@ucr.ac.cr

climas en las regiones del país (Muñoz, Fernández, Gutiérrez y Zárate, 2002). Estudios como los de Zárate (1977, 1978, 1980) e Instituto Costarricense de Electricidad (ICE, 1980), han brindado una caracterización del comportamiento del viento en áreas específicas de Costa Rica.

Sáenz (2014) explica que el ciclo diurno de las diferentes variables atmosféricas y las características estacionales del clima han sido temas relativamente poco estudiados en Costa Rica. Los regímenes diarios de precipitación y viento, así como su relación en el Valle Central fueron investigados por Zárate (1978), quien determina que durante la mayor parte del año predominan los vientos alisios (del este). Estos alisios presentan mayor intensidad desde mediados de noviembre hasta abril, inclusive, y en julio y agosto (época del veranillo, según Magaña, Amador y Medina, 1999). De acuerdo con Zárate (1978), en los meses en los que el viento alisio es más débil (mayo-junio y setiembre-octubre), se presenta ingreso de vientos del Pacífico hacia el interior del país, por lo que en esta época se da convergencia de bajo nivel entre los flujos del oeste y el este, lo que provoca la ocurrencia de lluvias severas y tormentas eléctricas.

Muñoz et al. (2002) encontraron que la distribución general del viento en Costa Rica responde al flujo en la escala sinóptica y a su interacción con la orografía. Ellos identificaron las estaciones que presentan mayor velocidad del viento, así como el rango de variación de la rapidez y la dirección predominante a lo largo del año. Su análisis estableció que las estaciones ubicadas a barlovento, con respecto a la dirección del viento, reportan velocidades menores que las ubicadas a sotavento.

Por su parte, el Instituto Meteorológico Nacional (IMN), reporta en sus boletines meteorológicos que el clima del Valle Central Occidental (VCO) para el invierno boreal (específicamente, diciembreenero-febrero o DEF) se ve influenciado, en algunos años, por el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), así como por la incursión de masas invernales de aire frío; razón por la cual hay un aumento significativo en el viento alisio en esta época del año con magnitudes de hasta 55 km h<sup>-1</sup> (IMN 2015, 2016a, 2016b). Aunado a lo anterior, en este período se presenta la componente de invierno boreal de la corriente en chorro de bajo nivel del Caribe (CCBNC; Amador, 2008), cuyo núcleo se encuentra aproximadamente en 15° N y 75° O, con vientos máximos cerca de los 925 hPa e intensidad cercana a los 10 m s<sup>-1</sup> y una fuerte cortante vertical del viento, que suprime la convección (Amador, 2008).

En esta investigación, se estudia el ciclo diurno del viento obtenido por medio de simulaciones realizadas con el modelo numérico regional Weather Research and Forecasting (WRF, Skamarock et al., 2019). Diferentes estudios muestran que este modelo, con ciertas configuraciones físicas y en dominios de alta resolución espacial, es capaz de representar el comportamiento del viento en regiones con topografía compleja. Por ejemplo, en el trabajo de Carvalho, Rocha, Gómez-Gesteira y Silva Santos (2012) se puso a prueba el WRF sobre un área de Portugal con terreno complejo, que cuenta con infraestructura para la generación de energía eólica y, posteriormente, Carvalho, Rocha, Gómez-Gesteira y Silva Santos (2014) realizaron una evaluación más amplia sobre la península ibérica. Por su parte, Gómez, Raible y Dierer (2015), utilizaron este modelo para simular el viento en superficie asociado con el paso de una tormenta invernal en Suiza.

En los trabajos de Carvalho et al. (2012, 2014) se enfatiza que las parametrizaciones físicas por evaluar son aquellas relacionadas con la capa límite, cuando el interés es representar el viento en superficie. Por ese motivo, los autores presentaron los resultados de tres experimentos en los que analizaron diferentes configuraciones de capa superficial (SL, por sus siglas en inglés), capa límite planetaria (PBL, por sus siglas en inglés) y modelo de superficie terrestre (LSM, por sus siglas en inglés).

Por tanto, el presente trabajo determina la capacidad de algunas configuraciones físicas del modelo WRF de representar los procesos regionales y locales que modulan el clima de invierno boreal (DEF) en la región del VCO. Esto requiere de un conocimiento apropiado de las características climáticas de esta zona y la clara identificación de patrones atmosféricos, que permiten la evaluación de simulaciones generadas con modelos numéricos. El aporte de estos resultados puede mejorar la comprensión del comportamiento del viento en la región de interés y, a su vez, servirá para futuros estudios de modelado en esta zona geográfica del país.

#### 2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos observados provienen de 15 estaciones meteorológicas (ver su ubicación en la figura 1a), las cuales fueron proporcionadas por el IMN y escogidas por contar con suficiente información horaria (2.6 % de datos faltantes o menos) para el período comprendido entre el 01 de diciembre de 2015 y el 29 de febrero de 2016. En la Tabla 1 se presenta una descripción de las características de cada estación.

Con el fin de presentar los resultados de manera sencilla, se enumeraron las estaciones antes mencionadas y se agruparon de acuerdo con su ubicación dentro del VCO, para facilitar la comparación entre ellas. Para ello, se efectuó una regionalización subjetiva de modo que se agruparon, por un lado, las estaciones ubicadas al oeste del VCO (grupo I: estaciones 1, 2 y 3), luego las localizadas al norte (grupo II: estaciones 4 y 5). El siguiente grupo reúne estaciones en puntos elevados de la Cordillera Volcánica Central (grupo II: estaciones 6, 7 y 8) y en otro se encuentran las ubicadas al este (grupo IV: estaciones 9 y 10).

Las estaciones 11 y 12 se ubican fuera del VCO (grupo V), pero son importantes para determinar diferencias o similitudes en los patrones de circulación con los otros puntos de medición. Finalmente, el último grupo incluye las estaciones alrededor de la Zona Protectora de los Cerros de Escazú (ZPCE; grupo VI: estaciones 13, 14 y 15). Los resultados de los experimentos con el WRF para el dominio 3 se comparan con las observaciones en los sitios y grupos indicados.

Para realizar el estudio del comportamiento estacional y el ciclo diurno del viento durante el invierno boreal, se consideró la magnitud de dicha variable cerca de la superficie, y los cambios en su dirección durante el día, con base en observaciones in situ. Esto permite determinar las características de la circulación atmosférica en el VCO durante el período de estudio y realizar la validación de los resultados de las simulaciones numéricas realizadas con la herramienta WRF.

Se calcularon promedios horarios, diarios y estacionales. Además, se analizó la variabilidad intraestacional del viento en el VCO y su relación con fluctuaciones en la intensidad de la CCBNC y la incursión de masas de aire frío. Para complementar el análisis del comportamiento estacional, se utilizaron promedios mensuales del vector viento en el nivel de 925 hPa. Estos promedios se calcularon a partir de datos del reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020).

El ciclo diurno característico de la magnitud del viento para el período en estudio se obtuvo mediante el cálculo del promedio de la rapidez para cada hora del día (incluso tomando en cuenta los días en que el viento fue completamente calmo; es decir, de 0 m s<sup>-1</sup>) y en cada estación.

El método utilizado para realizar las simulaciones numéricas se conoce como reducción de escala dinámica (Giorgi, 1990). Esta técnica, como lo describe Sáenz (2014), consiste en forzar un modelo regional de área limitada con datos



**Figura 1.** a) Mapa con la ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas en este trabajo (ver Tabla 1). b) Dominios utilizados en los tres experimentos realizados con la versión 4.0.3 del WRF-ARW. El primer dominio, d01, corresponde a una rejilla de 16 km, que abarca de 4° N - 24° N y de 95° O - 65° O; el dominio d02 discretiza el espacio cada 4 km desde 6° N - 13° N y 88° O - 77° O; mientras que en el dominio 3 (d03) se representa el espacio con una rejilla de 1 km en 9.25° N - 10.75° N y 84.75° O - 83.25° O.

de un modelo climático, de circulación general atmosférica o un reanálisis del estado de la atmósfera, el océano y la superficie, cuyo ancho de rejilla es mayor que el deseado.

Para este estudio, se escogieron los datos del reanálisis de ERA5, ya que poseen una de las más altas resoluciones espaciales hasta el momento, siendo de 0,25° x 0,25° en la horizontal (aproximadamente 32 km), con cobertura global, mientras que en la vertical proporcionan 37 niveles de presión con una escala temporal horaria. ERA5 provee las condiciones iniciales y de contorno para las simulaciones con la versión 4.0.3 del modelo regional WRF (núcleo Advanced Research WRF o ARW). En el WRF-ARW se utilizó una rejilla de 16 km en el dominio 1 (d01), 4 km en el dominio 2

(d02) y 1 km en el dominio 3 (d03) y se obtuvieron resultados cada hora, por medio del uso de 33 niveles sigma en la vertical y 15 días para el tiempo de ajuste dinámico (spin-up en inglés), inicializando el modelo el 15 de noviembre del 2015.

La configuración de los dominios en el WRF-ARW se muestra en la figura 1b. El primero cubre América Central, porciones del mar Caribe y el océano Pacífico Tropical del Este, para ser capaz de representar adecuadamente la ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical, la influencia de la CCBNC y la incursión de masas de aire frío del norte. El segundo dominio se sitúa sobre la porción sur de Nicaragua, todo Costa Rica y Panamá, así como el oeste del Caribe para capturar de forma eficaz el transporte de humedad en este sector y

Grupo	Número	Nombre	Código	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m)	Datos faltantes (%)
	1	Aeropuerto Juan Santamaría	84169	09° 59' 26,45"	-84° 12' 52,93"	913	0.0
Т	2	Belén	84199	09° 58′ 30″	-84° 11′ 08″	926	0.0
	3	Aeropuerto Tobías Bolaños, Pavas Oeste	84285	09° 57' 26,3"	-84° 08' 51,6"	981	0.0
	4	Santa Bárbara	84197	10° 02′ 00″	-84° 09′ 57″	1070	0.0
II	5	Esc. Ciencias Agrarias, Santa Lucía	84243	10° 01' 22,8"	-84° 06' 42,41"	1257	2.6
	6	Laguna Volcán Poás	84221	10° 11′ 21″	-84° 13′ 55,2″	2598	0.0
ш	7	Volcán Irazú	73137	09° 58′ 47,53″	-83° 50′ 16,14″	3331	0.0
	8	Volcán Turrialba	73143	10° 01′ 09″	-83° 45′ 23″	3343	0.1
11.7	9	IMN, Aranjuez	84141	09° 56′ 16,61″	-84° 04′ 10,83″	1181	0.0
	10	CIGEFI	84139	09° 56′ 11″	-84° 02′ 43″	1210	0.0
V	11	RECOPE, Ochomogo	73129	09° 53′ 40,21″	-83° 56′ 19,41″	1546	1.7
V	12	ITCR, Cartago	73123	09° 51′ 08″	-83° 54′ 31″	1360	0.0
	13	Cerro Chitaría, Santa Ana	84219	09° 53′ 30,1″	-84° 11′ 37,3″	1717	0.0
VI	14	Cerro Cedral, Escazú	84231	09° 51′ 41,1″	-84° 08′ 45,2″	2255	0.0
	15	Cerro Burío, Aserrí	84215	09° 50' 25,3"	-84° 06′ 45,6″	1811	0.0

**Tabla 1.** Estaciones meteorológicas del IMN utilizadas en el presente estudio,así como su agrupamiento, y porcentaje de datos horarios faltantes.

la influencia que tiene sobre el área que encierra. Finalmente, el tercer dominio está enfocado sobre Costa Rica, específicamente sobre el VCO, para modelar el comportamiento de los vientos de la región de interés. Debido a limitaciones computacionales, no se modeló todo Costa Rica con una resolución espacial de 1 km, lo cual hubiera permitido representar con mayor detalle algunos procesos físicos importantes, como la interacción entre el flujo y la topografía. Las fronteras de este último dominio se encuentran sobre las cordilleras en algunas partes, lo cual puede generar ruido lateral; sin embargo, hay al menos 50 puntos de rejilla entre el área de interés y dichas fronteras.

Las simulaciones de reducción dinámica de escala en el VCO se plantearon de la siguiente manera: tres experimentos, cada uno con distintas configuraciones de SL, PBL y LSM, las cuales se muestran en la Tabla 2, mientras que el resto de las parametrizaciones físicas se mantienen fijas. Los esquemas SL-PBL-LSM para las simulaciones fueron escogidos con base en trabajos previos enfocados en regiones montañosas (Carvalho et al., 2012, 2014; Gómez et al., 2015), debido a que el VCO se trata de un caso de topografía compleja. El esquema de parametrización de cúmulos de Kain-Fritsch fue utilizado por Maldonado (2012) y demostró capacidad de representar la magnitud y distribución de la precipitación sobre América Central durante parte de un invierno boreal. Dicho esquema está inactivo en el dominio 3, por lo que la precipitación es representada explícitamente en ese caso.

Para evaluar la representación de la dirección y magnitud del viento en el modelo WRF-ARW, se utilizaron tres parámetros estadísticos: la raíz del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés), el sesgo (bias, en inglés) y la desviación estándar del error (STDE, por sus siglas en inglés). Siguiendo la suposición de Carvalho et al. (2012), se dará prioridad al valor de STDE, ya que, si es bajo, incluso en el caso de una simulación con RMSE o sesgos relativamente altos, significa que el error es casi constante, por lo que la simulación de la física es correcta. Si una simulación tiene un STDE alto, el error es aleatorio y la simulación tiene un significado físico bajo, incluso si tiene RMSE o sesgos relativamente bajos. Para la dirección del viento, Jammalamadaka y Sengupta (2001) proponen utilizar una distancia (diferencia entre la observación y el modelo) circular, definida como la más pequeña de las dos longitudes de arco entre dos puntos a lo largo de una circunferencia.

Se incluye también el cálculo del coeficiente de correlación de Pearson entre las variables observadas y modeladas (Wilks, 2011). Además, se emplea una prueba t de Student para determinar la significancia estadística de las correlaciones obtenidas, con un nivel de confianza del 95 %, según la fórmula en Siegert, Bellprat, Ménégoz, Stephenson y Doblas-Reyes (2017). Este cálculo toma en consideración la autocorrelación (rezago 1) de las series de tiempo para obtener el tamaño efectivo de la muestra (Bretherton, Widmann, Dymnikov, Wallace y Bladé, 1999).

Parametrización física	Experimento 1	Experimento 2	Experimento 3			
SL-PBL-LSM	RMM5-YSU-Noah	ETA-MYJ-5layer	MYNN-MYNN3-Noah			
Radiación de onda larga	Rapid Radiative Transfer Model					
Radiación de onda corta	Dudhia					
Cúmulos	Kain-Fritsch <sup>(*)</sup>					
Microfísica	WRF Single-Moment 6-Class					

Tabla 2. Parametrizaciones físicas utilizadas en cada uno de los dominios del modelo WRF.

(\*) En el dominio 3 (d03) no se emplea un esquema de convección de cúmulos.

#### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 3.1. Viento promedio regional en 925 hPa

En la figura 2 se presenta el patrón de circulación de escala sinóptica en 925 hPa, tanto para el reanálisis ERA5, como para el primer dominio de las tres simulaciones con el WRF. De acuerdo con el reanálisis (Fig. 2a), los vientos alisios sobre Costa Rica tienen componente del noreste. Esto concuerda con los patrones prevalentes en regiones tropicales, según lo indicado por Rivera y Amador (2009).

En la figura 2a, es de particular importancia la presencia de la CCBNC. Nótese que el máximo

observado de 15 m s<sup>-1</sup> se encuentra en 12° N y 74° O; es decir, tiene un ligero desplazamiento con respecto a lo encontrado por Amador (2008), debido a que dicho autor empleó otra fuente de datos de reanálisis, la cual tiene una menor resolución espacial.

En las simulaciones con el WRF (Figs. 2b-d), el núcleo de la CCBNC se encuentra desplazado ligeramente hacia el sur, ya que el máximo asociado está alrededor de 11° N, 75° O (más cercano a la costa caribeña de Colombia). Además, la intensidad del flujo de bajo nivel sobre el Caribe central y oriental es menor que en el reanálisis. Esto puede indicar que los esquemas de parametrización de capa límite producen fuerte



**Figura 2.** Viento promedio (m s<sup>-1</sup>) en el nivel de 925 hPa sobre América Central, el mar Caribe y el Pacífico tropical del este (período diciembre de 2015-febrero de 2016), según el reanálisis ERA5 (a) y los experimentos 1, 2 y 3 (b, c y d, respectivamente) realizados con el modelo WRF.

mezcla de momento, lo cual incide en magnitudes de viento más débiles.

Cabe destacar que los experimentos con el WRF capturan las dos corrientes asociadas con los chorros trans-ístmicos cerca del domo de Costa Rica y el golfo de Panamá. La primera de ellas, según ERA5, posee una magnitud de más de 13 m s<sup>-1</sup> y la segunda alrededor de 11 m s<sup>-1</sup>. Sobre el domo de Costa Rica, los tres experimentos muestran intensidades del viento similares a las del reanálisis, mientras que en el golfo de Panamá la simulación 3 es la de magnitudes más grandes, lo cual puede deberse al tratamiento de la fricción sobre tierra.

# 3.2. Ciclo diurno de la magnitud del viento en el VCO

El patrón de vientos en el VCO muestra un comportamiento heterogéneo, pues se tiene la influencia de sistemas sinópticos y de mesoescala, cuyos regímenes abarcan brisas de valle y montaña, por ejemplo. Lo anterior se comprueba al observar el ciclo diurno de las estaciones meteorológicas (Fig. 3), las cuales fueron clasificadas para su análisis según su ubicación geográfica.

Las figuras 3a-c muestran el ciclo diurno promedio (observado y simulado), durante el período de estudio, para el primer grupo de estaciones, que corresponden a las ubicadas al oeste del VCO: Aeropuerto Juan Santamaría (1), Belén (2) y Aeropuerto Tobías Bolaños (3). En este primer conjunto se observa que el viento se intensifica en las horas del día con mayor calentamiento radiativo. Para la estación 1 (Fig. 3a), a las 10:00 se tiene el máximo de viento de 6,9 m s<sup>-1</sup> y a las 19:00 su mínimo de 4,6 m s<sup>-1</sup>. Al comparar con las simulaciones, se observa que éstas también reproducen el comportamiento del ciclo diurno. El experimento 1 provee la mejor representación, ya que la evaluación estadística de los parámetros indica que su STDE es menor en comparación con los otros experimentos (Tabla 3). En esta estación, el sesgo es negativo, lo que muestra una subestimación por parte de todos los experimentos, mientras que el RMSE tiene valores entre 2,7 y 3,1 m s<sup>-1</sup>.

En el caso de la estación 2 (Fig. 3b), su máximo de 7,4 m s<sup>-1</sup> ocurre a las 9:00, con un mínimo de 5,5 m s<sup>-1</sup> a las 18:00. Las simulaciones muestran un rango diurno de la rapidez del viento mayor al observado; sin embargo, la representación del ciclo diurno es adecuada, especialmente en el experimento 1, ya que sus parámetros estadísticos son los más bajos (Tabla 3). Cabe destacar que la simulación 2 modela de mejor forma el ciclo diurno en las horas de máxima intensidad del viento, lo que se refleja en que el sesgo de esta simulación sea el menor. Por último, la estación 3 (Fig. 3c) posee su máximo a la misma hora que la anterior, pero con el mínimo a las 19:00, con valores de 8,3 y 6,7 m s<sup>-1</sup>, respectivamente. En esta estación, las simulaciones del modelo WRF se comportan de forma similar a la estación 2.

En las Figs. 3d-e se muestra el ciclo diurno de viento promedio para el segundo grupo de estaciones (norte del VCO), correspondientes a Santa Bárbara (4) y Escuela de Ciencias Agrarias Santa Lucía (5). En este conjunto, los mínimos se dan en horas de la noche y en la madrugada. El viento aumenta su intensidad hasta alcanzar máximos a las 12:00 y 13:00 en las estaciones 4 y 5, respectivamente. Las simulaciones de la estación 4 (Fig. 3d) muestran un ciclo diurno muy similar al observado. Adicionalmente, las magnitudes del viento simuladas tienen valores cercanos a las reportadas por las mediciones, como lo confirma el estadístico de sesgo. El STDE tanto en el experimento 1 como en el 3, presenta un valor de 2,1 m s<sup>-1</sup>, por lo que, con base en el sesgo, se nota que la simulación 1 provee la mejor representación dado que su valor es prácticamente cero.



**Figura 3.** Ciclo diurno promedio (observado y simulado en d03) de la rapidez del viento (m s<sup>-1</sup>) para las estaciones ubicadas en el VCO. Período: diciembre de 2015-febrero de 2016. En paréntesis se muestra el grupo al que pertenece cada estación, según lo indicado en el texto.

En el caso de la estación 5 (Fig. 3e), sus simulaciones capturan la curva del ciclo diurno de forma no tan suavizada. La mejor representación es dada por el experimento 3, debido a que las métricas calculadas son menores con respecto a las otras simulaciones. Es importante notar que en esta estación el sesgo del modelo es claramente positivo.

El ciclo diurno promedio del viento para el grupo de estaciones localizadas en puntos altos de la Cordillera Volcánica Central se muestra en las Figs. 3f-h. Las estaciones corresponden a la Laguna del Volcán Poás (6), el Volcán Irazú (7) y el Volcán Turrialba (8). En estas tres estaciones, el ciclo diurno presenta máximos en horas de la nochemadrugada y mínimos en las tardes, contrario a lo observado para puntos ubicados en el valle. Nótese que, en todos los casos de este grupo, el modelo WRF no capturó de forma adecuada la curva del ciclo diurno, pues no reflejó aspectos como la disminución en la magnitud del viento que se presenta en horas de la tarde en las tres estaciones. Además, la rapidez es subestimada en todos los experimentos. Contrario a lo que ocurre en los demás grupos, donde el viento se intensifica en horas de la mañana, las estaciones del grupo III muestran una disminución en la intensidad del viento a partir de las 9:00 (aunque la estación 14, ubicada en el Cerro Cedral Escazú también se comporta de forma similar). Otro aspecto por resaltar es que los experimentos numéricos mantienen valores muy similares a lo largo del día (poca variación diurna) para las tres estaciones. En este caso, el sesgo de la simulación 2 fue menor en las tres estaciones y, en la estación 8, el experimento 2 coincide con las observaciones entre las 12:00 y 14:00.

En las figuras 3i-j, se enmarcan las estaciones al este del VCO: IMN (9) y Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI, 10), respectivamente. En este grupo, el viento alcanza su máxima intensidad cerca de las 14:00 horas con valores cercanos a 5 m s<sup>-1</sup>, mientras que los mínimos se presentan en la madrugada. Con respecto a los parámetros estadísticos calculados, nótese que el sesgo de las simulaciones es negativo en ambos sitios, siendo el experimento 2 el de menor subestimación. Sin embargo, en la estación 9 (Fig. 3i) la mejor representación la provee la simulación 1, pues sus estadísticos de sesgo, RMSE y STDE son los más bajos. En el caso de la estación 10 (Fig. 3j), la magnitud del viento es mejor modelada por el experimento 3, ya que su RMSE y STDE son menores.

Las estaciones de RECOPE Ochomogo (11) y el Instituto Tecnológico de Costa Rica (12) se muestran en las Figs. 3k-l. El ciclo diurno promedio de estas estaciones refleja que el viento alisio es mayor en las horas del día entre las 10:00 y 16:00 horas, alcanzando magnitudes cercanas a 6.7 m s<sup>-1</sup>, y de menor intensidad en las horas de la madrugada, con valores cercanos a 3.5 m s<sup>-1</sup>. Se hace evidente en la Tabla 3, que los comportamientos de los experimentos 1 y 3 son muy similares entre sí; sin embargo, en la simulación 1 se presentan los menores valores de RMSE y STDE. Cabe destacar, en ambos casos, que el sesgo del experimento 2 fue el menor, lo cual se observa en los puntos de intensidad máxima de los valores modelados.

Finalmente, las figuras 3m-o muestran los puntos al sur del VCO: Santa Ana (13), Cerro Cedral, Escazú (14) y Cerro Burío, Aserrí (15). En estas estaciones, se presentan entre ellas variaciones de las horas de viento máximo y mínimo, pues para las estaciones 13 y 15 éste alcanza su máxima intensidad hacia el mediodía, mientras que en la 14 se observa el máximo a las 7:00. Los mínimos de viento en las estaciones 13 y 15 se dan hacia la madrugada, no así en la 14 que presenta su mínimo en horas de la tarde. Nótese que estas estaciones también representan puntos altos alrededor del VCO y al igual que en el grupo III, el WRF no captura correctamente el comportamiento del ciclo diurno en cada estación.

En las estaciones 13 y 15, los estadísticos indican que el experimento 1 (Tabla 3) tiene la representación más aceptable, debido a los valores más bajos de RMSE y STDE. Cabe destacar que en la estación 13, el experimento 3 valora de forma correcta la rapidez del viento en los períodos de las 10:00-11:00 y 14:00-16:00 y tiene el sesgo más bajo. Para el caso de la estación 14, el sesgo es negativo en todos los experimentos, lo que se observa claramente en la figura 3n. Esta estación es la única en la que el experimento 2 mostró el desempeño más aceptable.

			Magnitud (m s⁻¹)		Dirección (°)			
Grupo	Estación	Experimento	RMSE	Sesgo	STDE	RMSE	Sesgo	STDE
_		1	2.8	-1.9	2.0	65	16	63
	1	2	3.1	-2.0	2.4	71	24	67
		3	3.1	-2.3	2.1	73	19	70
		1	2.9	-2.1	2.0	58	16	56
I	2	2	3.0	-1.6	2.6	62	18	59
		3	3.1	-2.3	2.1	67	16	65
		1	2.9	-2.2	1.9	54	11	53
	3	2	2.7	-1.6	2.2	58	11	57
		3	3.4	-2.7	2.0	59	7	59
		1	2.2	0.0	2.2	91	13	90
	4	2	2.5	0.1	2.5	96	31	91
Ш		3	2.2	0.5	2.1	88	6	88
11		1	2.9	1.8	2.2	76	-23	72
	5	2	4.0	2.7	2.9	78	-20	76
		3	2.5	1.7	1.8	71	-23	67
		1	4.7	-3.4	3.2	77	9	76
	6	2	4.2	-2.6	3.3	82	4	82
_		3	4.7	-3.3	3.4	76	6	76
		1	4.0	-3.1	2.4	130	-39	124
Ш	7	2	3.6	-2.4	2.6	126	-38	121
		3	4.0	-3.0	2.6	124	-30	120
	8	1	3.4	-2.4	2.4	106	19	105
		2	3.1	-1.7	2.6	107	12	106
		3	3.1	-2.1	2.3	101	8	101
		1	2.1	-0.7	2.0	66	27	60
	9	2	2.3	-0.4	2.3	65	27	59
IV		3	2.2	-1.4	1.7	63	27	57
		1	1.8	-0.3	1.8	89	52	72
	10	2	2.0	-0.1	2.0	92	57	72
		3	1.7	-0.8	1.5	92	60	70
		1	3.6	-2.1	3.0	52	3	52
	11	2	3.7	-1.8	3.3	54	11	53
V		3	3.7	-2.2	3.0	55	12	53
		1	2.7	-2.0	1.8	91	62	66
	12	2	2.6	-1.9	1.9	86	62	59
		3	2.8	-2.2	1.8	90	56	71
		1	2.7	1.4	2.3	194	-133	141
	13	2	2.9	-1.2	2.7	158	-61	146
		3	2.9	0.9	2.7	195	-135	142
, <i></i>		1	4.9	-3.6	3.4	43	-4	43
VI	14	2	3.9	-2.2	3.2	43	-6	43
		3	4.8	-3.3	3.4	39	-6	38
		1	1.4	0.8	1.1	/9	19	//
	15	2	1.8	1.3	1.2	86	12	85
		3	1.5	0.9	1.3	89	11	88

# **Tabla 3.** Estadísticos de la magnitud y dirección del viento horario paracada estación meteorológica y experimento en el dominio 3.

#### 3.3. Variación observada y simulada de la magnitud y dirección del viento horario en el VCO

A continuación, se evidencia que el VCO no es homogéneo en cuanto a la dirección horaria del viento para el período de estudio; sin embargo, cabe destacar que la componente con mayor representación en todas las estaciones fue la del Este (E).

En la figura 4, conformada por las estaciones 1, 2, y 3, se nota que todas las direcciones horarias van desde el E hasta el Sureste (SE). En las tres estaciones predominan vientos con magnitudes de 6 a 9 m s<sup>-1</sup>, seguidos por vientos con valores de 9 a 12 m s<sup>-1</sup>.

El WRF, en todos los experimentos, presentó un sesgo positivo en la dirección del viento para el grupo I de estaciones. Esto se nota en la ocurrencia de viento débil con componente del Oeste (O) en algunas ocasiones. Además, los datos simulados tienen un RMSE que oscila entre 54° y 73°. La menor desviación se da en la estación 3. Al realizar la evaluación de los parámetros estadísticos (Tabla 3) se determina que el experimento que mejor capturó la dirección fue el número 1.



**Figura 4.** Dirección y magnitud del viento (m s<sup>-1</sup>) de acuerdo con las observaciones horarias (a, e, i) y simulaciones 1 (b, f, j), 2 (c, g, k) y 3 (d, h, l) para las estaciones 1, 2 y 3 (grupo I), respectivamente. Período: diciembre de 2015-febrero de 2016.

Las estaciones 4 y 5 (grupo II, no mostrado) presentan viento entre el Noreste (NE) y el SE, cuyas intensidades están principalmente entre los 3 y 6 m s<sup>-1</sup>, seguido por casos entre los 6 y 9 m s<sup>-1</sup>. En este grupo II, el sesgo para la estación 4 es positivo, mientras que en la estación 5 es negativo para todas las simulaciones. En este conjunto la dispersión de los datos del WRF, en comparación con las observaciones, alcanza 96° como valor máximo y 71° como mínimo. Un aspecto destacable es que los valores más bajos de RMSE, sesgo y STDE para la dirección del viento, fueron los obtenidos en el experimento 3 (Tabla 3). Por otra parte, en la figura 5, se encuentran las estaciones 6, 7 y 8, respectivamente (grupo III), donde se presenta viento con dirección del NE, mayoritariamente. Las observaciones en la estación 6 indican que el viento de 6 a 12 m s<sup>-1</sup> es predominante y proviene del NE. La estación 7, por su parte, presenta direcciones horarias entre el Noroeste (NO) y el Norte (N). En el rango NE a SE se encuentran el resto de las direcciones, con una ligera presencia Sur (S), abarcando las magnitudes de 3 a 9 m s<sup>-1</sup>. Finalmente, el viento en la estación 8 abarca las direcciones entre el NE y el SE, con magnitudes menores o iguales a 9 m s<sup>-1</sup>.



**Figura 5.** Dirección y magnitud del viento (m s<sup>-1</sup>) de acuerdo con las observaciones horarias (a, e, i) y simulaciones 1 (b, f, j), 2 (c, g, k) y 3 (d, h, l) para las estaciones 6, 7 y 8 (grupo III), respectivamente. Período: diciembre de 2015-febrero de 2016.

Los resultados de las simulaciones muestran la dificultad que tiene el modelo WRF para representar la dirección del viento cuando la rapidez es baja (entre 0 y 3 m s<sup>-1</sup>). En este grupo existen dispersiones (RMSE) de hasta 130°. Cabe destacar que el sesgo en la dirección es positivo y relativamente pequeño para las estaciones 6 y 8, mientras que en la estación 7 es negativo y de mayor amplitud. No obstante, el experimento 3, mostrado en las Figs. 5d, h, l, es el mejor para capturar la dirección de este conjunto de estaciones.

En relación con la figura 6, que corresponde al grupo IV (estaciones 9 y 10), se observan direcciones entre el NE y el E. Las observaciones en ambas estaciones del conjunto muestran que con mayor frecuencia ocurren rapideces en el rango de 3 a 6 m s<sup>-1</sup>. El sesgo de las direcciones en el WRF es positivo y la dispersión de los datos modelados va de 63° a 92°; sin embargo, es importante notar que las direcciones del viento en las simulaciones se encuentran, de forma general, en los mismos intervalos que los valores observados, por lo que se podría decir que el modelo capturó adecuadamente esta variable. Al realizar la evaluación de los parámetros estadísticos, se determina que el experimento 3 provee la mejor captura para la estación 9, debido a que presenta los valores más bajos de sesgo, RMSE y STDE, mientras que en la estación 10 es la simulación 1 la que mejor modela la dirección del viento.

En el caso de la figura 7, se presenta la distribución de la magnitud y dirección del viento horario de la estación 11, la cual exhibe en su mayoría componentes entre el S y el SE, abarcando todo el viento desde los 0 hasta los 9 m s<sup>-1</sup>. Para la época que comprende este estudio, el comportamiento explicado es de esperar; pues los vientos son en su mayoría alisios; además la componente del S en la estación RECOPE Ochomogo puede deberse a su ubicación y la configuración topográfica de



**Figura 6.** Dirección y magnitud del viento (m s<sup>-1</sup>) de acuerdo con las observaciones horarias (a, e) y simulaciones 1 (b, f), 2 (c, g) y 3 (d, h) para las estaciones 9 y 10 (grupo IV), respectivamente. Período: diciembre de 2015-febrero de 2016.



**Figura 7.** Dirección y magnitud del viento (m s<sup>-1</sup>) de acuerdo con las observaciones horarias (a, e) y simulaciones 1 (b, f), 2 (c, g) y 3 (d, h) para las estaciones 11 y 12 (grupo V), respectivamente. Período: diciembre de 2015-febrero de 2016.

la zona. Por su lado, la estación 12 presenta un comportamiento de viento totalmente del E, con algunas desviaciones hacia el SE, abarcando en su mayoría vientos de 3 a 6 m s<sup>-1</sup> y con porcentajes altos de magnitudes entre 6 y 9 m s<sup>-1</sup>. En las simulaciones se registra una dispersión de hasta 55° en la estación 11 y de hasta 90° en la estación 12 (lo cual es evidente en las Figs. 7f-h). Para ambas estaciones, el sesgo en las simulaciones es positivo. De acuerdo con los estadísticos calculados (Tabla 3), el experimento 1 tiene un mejor desempeño para la estación 11, mientras que en la estación 12 es el experimento 2.

Finalmente, el grupo VI (no mostrado), compuesto por las estaciones 13, 14 y 15, presenta un comportamiento heterogéneo, con direcciones entre el Noroeste (NO) y el E. Específicamente, la estación 13 es la segunda de todo el conjunto de estaciones cuyos datos observados contienen una componente del NO, con magnitudes que abarcan desde los 0 hasta los 12 m s<sup>-1</sup>. También se presentan direcciones en el intervalo N a NE. En la estación 14 se presenta viento prácticamente del E, con intensidades que en muchos casos superan los 12 m s<sup>-1</sup>. Por su parte, la estación 15 es la tercera entre todas las estaciones analizadas que presenta una débil componente del NO en sus datos observados, con magnitudes entre 0 y 3 m s<sup>-1</sup>. Aunque la dirección predominante es del NE con magnitudes de hasta 6 m s<sup>-1</sup>.

Este último grupo de estaciones exhibe un comportamiento singular, pues el sesgo de la dirección en las simulaciones con el WRF es negativo en las estaciones 13 y 14, y positivo en la 15. Este mismo estadístico, presenta valores muy altos en la estación 13, y bajos en las estaciones 14 y 15. La dispersión o RMSE, es menor a 45° en la estación 14, cercana a 90° en la 15 y alrededor de 180° en la estación 13. La simulación 2 muestra la mejor representación de la dirección del viento, por sus menores valores tanto de RMSE como de sesgo.

# 3.4. Validación del modelo WRF por grupos de estaciones y en todo el VCO

Los estadísticos promediados por grupo de estaciones para el dominio 3 se muestran en la Tabla 4. De acuerdo con dicha tabla e independientemente de la configuración SL-PBL-LSM utilizada, el viento en la mayor parte de los grupos de estaciones fue subestimado en magnitud, pues en cinco de ellos el sesgo es negativo. Carvalho et al. (2012) y Gómez et al. (2015) discuten que estos sesgos se deben a la configuración física utilizada en el modelo WRF, así como a problemas en la correcta representación de la topografía, a pesar de la utilización de dominios con alta resolución espacial.

En cuanto al mejor desempeño del modelo, éste se presenta para el grupo IV (al este del VCO), ya que su dispersión (RMSE) promedio se mantuvo en un rango de 2.0 m s<sup>-1</sup> a 2.2 m s<sup>-1</sup>; además, la

subestimación en la magnitud del viento y el STDE fueron menores. Por otro lado, el grupo con mayor dificultad de representación en el WRF fue el III (puntos altos ubicados en la Cordillera Volcánica Central). La configuración del WRF que mostró mejores resultados es la que utiliza el esquema RMM5-YSU-Noah (experimento 1), mientras que la que tuvo más problemas de representación, fue la proporcionada por las parametrizaciones ETA-MYJ-5layer (simulación 2).

En cuanto a la dirección del viento, se puede observar que en la mayor parte de los experimentos se obtuvo sesgo positivo, pues solo en cinco estaciones la dirección modelada del viento obtuvo valor de dirección menor a la observada. Estos resultados se complementan al notar que la RMSE en todos los datos simulados fue mayor o igual a 59°, alcanzando en el peor de los casos, 108° de dispersión promedio. No obstante, es destacable que el experimento 1

		ſ	Magnitud (m s <sup>-1</sup>	)		Dirección (°)	
Grupo	Experimento	RMSE	Sesgo	STDE	RMSE	Sesgo	STDE
	1	2.9	-2.1	2.0	59	15	57
I	2	2.9	-1.7	2.4	64	18	61
	3	3.2	-2.4	2.1	66	14	65
	1	2.6	0.9	2.2	83	-5	81
П	2	3.3	1.4	2.7	87	6	83
	3	2.4	1.1	2.0	79	-9	77
	1	4.0	-3.0	2.7	104	-3	102
III	2	3.6	-2.2	2.8	105	-7	103
	3	3.9	-2.8	2.8	100	-5	99
	1	2.0	-0.5	1.9	78	39	66
IV	2	2.2	-0.3	2.2	79	42	66
	3	2.0	-1.1	1.6	78	43	64
	1	3.2	-2.1	2.4	71	33	59
v	2	3.2	-1.9	2.6	70	37	56
	3	3.3	-2.2	2.4	72	34	62
VI	1	3.0	-0.5	2.3	106	-39	87
	2	2.9	-0.7	2.4	96	-18	91
	3	3.1	-0.5	2.5	108	-43	89

**Tabla 4.** Estadísticos promedio de las simulaciones de la magnitud y direccióndel viento horario en el dominio 3 para cada grupo de estaciones.

modeló mejor el grupo de estaciones ubicado al oeste del VCO, mientras que los experimentos 2 y 3 obtuvieron mejores resultados al representar esta variable en las estaciones fuera del VCO. Por su parte, el grupo en el que hubo mayores problemas para simular la dirección del viento fue, de nuevo, el III (sitios elevados), pues su dispersión va de 100° a 105°, mientras que el promedio de la desviación estándar del error alcanza los 103°. Sin embargo, es interesante notar que en el grupo III se obtuvieron los valores más bajos en el sesgo. En resumen, para la dirección del viento hay una mejor representación en el experimento 1 (esquema RMM5-YSU-Noah), mientras que las mayores limitaciones se aprecian en la simulación 2 (esquema ETA-MYJ-5layer).

La tabla 5 muestra el promedio, por experimento, de las 15 estaciones analizadas en este estudio para el dominio 3, cuya rejilla es de 1 km. Según el sesgo promedio, el modelo tiende a subestimar la magnitud del viento y presenta un valor de RMSE de 3.0 m s<sup>-1</sup>. Es interesante notar que los experimentos 1 y 3 arrojan resultados muy similares entre sí y mejores que los de la simulación 2; no obstante, esta última obtiene un menor valor del sesgo en cuanto a la magnitud del viento, ya que se comprobó que esta simulación captura de mejor forma los valores extremos. Con respecto a la dirección, ocurre el mismo comportamiento; sin embargo, al realizar la evaluación de los parámetros estadísticos, se determina que es el experimento 1 el que mejor captura la dirección, debido a sus menores valores promedio de RMSE y STDE. En conclusión, tanto en la magnitud del viento como para su dirección, fue el experimento 1 el que mejor simuló el viento horario sobre todo el VCO.

Considerando estos resultados, se identifica a la configuración compuesta por RMM5-YSU-Noah, como la mejor para modelar el viento en el VCO de Costa Rica para el período en estudio. Este resultado es similar al encontrado por Carvalho et al. (2012), para un área de Portugal y, más

# Tabla 5. Estadísticos promedio de lassimulaciones de viento horario paratodo el VCO en el dominio 3.

	Magnitud (m s <sup>-1</sup> )			D	irección (	(°)
Experimento	RMSE	Sesgo	STDE	RMSE	Sesgo	STDE
1	3.0	-1.3	2.3	110	19	98
2	3.0	-1.0	2.5	111	28	102
3	3.0	-1.4	2.3	110	18	99

en detalle, para una zona entre montañas. Sin embargo, Shin y Hong (2011) determinan que la parametrización YSU produce fuerte mezcla de momento, lo cual genera viento de bajo nivel menos intenso que lo observado.

Se puede notar también, que el esquema de PBL MYJ fue el que tuvo mayor dificultad de representación, de acuerdo con los estadísticos utilizados. Carvalho et al. (2012) indican que esto ha sido anteriormente reportado por Pagowski (2004), quien identifica deficiencias en la transferencia de calor entre la superficie y la atmósfera en este esquema.

#### 3.5. El viento en el VCO: su relación con la CCBNC y las incursiones de masas de aire frío

Sobre el VCO se presenta una importante variabilidad espacial en el comportamiento del viento. La mayoría de las estaciones meteorológicas estudiadas son influenciadas, entre otros aspectos, por circulaciones de mesoescala, la incursión de masas invernales de aire frío en el mar Caribe y la CCBNC. Estos factores no solo producen sistemas de viento local, sino que también incorporan forzamientos de gran escala que afectan cada zona del VCO (Sáenz, 2014).

Los resultados evidencian que los forzamientos radiativos y de gran escala, que modulan el ciclo diurno de las estaciones al interior del valle, sí son capturados correctamente en el WRF, mientras que los mecanismos físicos en zonas topográficamente más complejas y de mayor altitud, no se representan de manera adecuada.

Por su parte, las incursiones de masas de aire frío no tuvieron efectos sobre Costa Rica durante el mes de diciembre. Hubo un evento en enero, entre los días 19 y 23, donde ocurrió caída de rótulos y cableado eléctrico, y tres actividades de fuertes vientos en el mes de febrero, alcanzando magnitudes de hasta 27.8 m s<sup>-1</sup> (100 km h<sup>-1</sup>) en la ZPCE y las partes altas del VCO.

Se nota que algunos máximos de viento diario se presentan en fechas en las que hubo influencia de masas de aire frío sobre Costa Rica (Figs. 8a, c, e). Además, que el modelo es capaz de representar características de la variabilidad del viento diario en el transcurso del período de estudio, los cuales pueden estar asociados con aumentos o disminuciones en la intensidad de la CCBNC. Cabe resaltar que el aumento de resolución espacial evidencia un mayor acercamiento de los datos modelados a los observados, pues los valores simulados mejoran sustancialmente en el caso de la intensidad del viento. En cuanto a la dirección diaria del viento, las simulaciones presentan mayores dificultades para representarla apropiadamente (Figs. 8b, d, f).

En relación con lo anterior, se presenta la Tabla 6, cuyos datos muestran el coeficiente de correlación de Pearson entre las observaciones



**Figura 8.** Datos observados (línea negra) de la magnitud (izquierda) y dirección (derecha) del viento diario a 10 m (m s<sup>-1</sup>) sobre el VCO, comparados con los experimentos 1 (línea roja), 2 (línea verde) y 3 (línea azul) en el domino (a)-(b) d01, (c)-(d) d02 y (e)-(f) d03. Se muestran con triángulos negros los días en que ocurrieron incursiones de masas invernales de aire frío.

Tabla 6. Coeficiente de correlacion de l'earson entre las simulaciones y las observaciones
para las series de tiempo de magnitud y dirección del viento diario en todos los dominios.
Se muestran en números itálicos las correlaciones significativas al nivel de 95 %. En
negrita aparecen las correlaciones más altas para cada dominio de simulación.

	Dominio	Experimento 1	Experimento 2	Experimento 3	
Magnitud	1	0.836	0.861	0.880	
	2	0.899	0.907	0.927	
(m s⁻¹)	3	0.904	0.901	0.926	
Dirección	1	-0.084	0.090	-0.150	
	2	0.229	0.295	0.162	
(°)	3	0.218	-0.093	0.134	

y las simulaciones, usando las series de tiempo presentadas en la figura 8. En dicha tabla, se han destacado en negrita las correlaciones más altas para cada dominio de simulación y en itálicas aquellas que son significativas al nivel de confianza de 95 %, tanto para la magnitud del viento diario como para la dirección.

Se puede notar que el experimento 3 del WRF, para todos los dominios, captura de mejor forma la variabilidad de la magnitud del viento durante el período de estudio y las correlaciones son significativas. Para la variable de dirección, en los dominios d01 y d02, la mejor captura se da con el experimento 2, y en el d03 con la simulación 1. Sin embargo, en este caso todas las correlaciones son bastante bajas, no significativas en su mayoría y demuestran las dificultades en el modelo regional para simular apropiadamente la evolución temporal de la dirección del viento, bajo las configuraciones establecidas en los experimentos.

#### 4. CONCLUSIONES

Los experimentos con el WRF, forzados con ERA5, lograron capturar adecuadamente la curva del ciclo diurno medio del viento durante el período diciembre 2015-febrero 2016, en la mayoría de las estaciones del VCO. Sin embargo, el sesgo indica que éstos generalmente subestiman la intensidad del viento, con diferencias de hasta -3.6 m s<sup>-1</sup>.

Este comportamiento se debe a las opciones físicas utilizadas en el modelo y a limitaciones en la representación de la compleja topografía en el área de estudio, a pesar de haber empleado un dominio con una alta resolución espacial.

Para cada estación, se obtuvo la desviación media (RMSE) de las magnitudes del viento simulado con respecto a las observaciones; siendo la menor dispersión de 1.4 m s<sup>-1</sup> y la mayor de 4.9 m s<sup>-1</sup>; mientras que el STDE estuvo entre 1.1 m s<sup>-1</sup> y 3.4 m s<sup>-1</sup>. Los valores más altos de estos dos estadísticos fueron encontrados en sitios elevados del área de estudio, lo que refleja una mayor incertidumbre en los resultados de las simulaciones del modelo WRF sobre estas regiones.

Existen en todas las estaciones, dispersiones en los datos simulados de la dirección del viento, que van de 39°, en el caso mínimo, hasta 195° en la mayor desviación. Además, que en la mayoría de las estaciones el sesgo es positivo, mientras que el STDE muestra valores muy altos, los cuales evidencian una baja capacidad de los experimentos para capturar esta variable. La mejor representación de la magnitud se dio en las estaciones 9 y 10 (grupo IV), mientras que en la dirección fue en el grupo fuera del VCO (estaciones 11 y 12).

La predominancia de vientos alisios fue capturada de forma correcta. Desde el punto de vista

de los estadísticos utilizados (sesgo, RMSE y STDE), se concluye que la mayor dificultad de representación, tanto en magnitud como en dirección, ocurrió principalmente en zonas con altas elevaciones y topografía compleja.

Para el dominio 3 (resolución espacial de 1 km), el experimento 1 es capaz de representar de forma más apropiada el comportamiento horario de la magnitud y dirección del viento durante el período de estudio. Los sistemas de gran escala y el forzamiento radiativo son capturados de mejor manera, mientras que el forzamiento mecánico, debido a barreras topográficas, no se representa correctamente.

La reducción dinámica de escala demostró ser un excelente método para simular aspectos climáticos del VCO durante la época analizada, pues la mejor representación de la variabilidad temporal (altas correlaciones significativas), así como de la intensidad del viento diario, se obtuvo con el dominio del modelo con mayor resolución espacial (dominio 3), que representa una rejilla de 1 km.

Para el período y área geográfica estudiados, se concluye que la mejor configuración, en términos generales y tomando en cuenta los resultados expuestos, es la propuesta por el experimento 1, conformado por la capa límite planetaria del modelo YSU, la capa superficial RMM5 y el modelo de superficie terrestre Noah.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Al proyecto FEES-CONARE "Transporte de contaminantes atmosféricos en el Valle Central Occidental: identificación de sumideros de contaminación atmosférica y su impacto en materiales metálicos" (Componente UCR: VI-805-B8-650), así como al Colaboratorio Nacional de Computación Avanzada (CNCA) del Centro Nacional de Alta Tecnología (CeNAT) por facilitar

el Clúster Kabré para la realización de las simulaciones numéricas con el modelo WRF. Al Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI) por el uso de las instalaciones y equipo de cómputo y al Instituto Meteorológico Nacional (IMN) por aportar los datos de las 15 estaciones meteorológicas usadas en este trabajo. Rivera también agradece a los proyectos de investigación UCR-VI-805-B8-604/B9-454/B9-609.

### 6. REFERENCIAS

- Amador, J. A. (2008). The Intra-Americas Sea lowlevel jet. Annals of the New York Academy of Sciences, 1146, 153-188. doi:10.1196/ annals.1446.012.
- Bretherton, C. S., Widmann, M., Dymnikov, V. P., Wallace, J. M. y Bladé, I. (1999). The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field. *Journal of Climate*, 12(7), 1990-2009.
- Carvalho, D., Rocha, A., Gómez-Gesteira, M. y Silva Santos, C. (2012). A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy. *Environmental Modelling and Software, 33,* 23-34. doi: 10.1016/j.envsoft.2012.01.019.
- Carvalho, D., Rocha, A., Gómez-Gesteira, M. y Silva Santos, C. (2014). Sensitivity of the WRF model wind simulation and wind energy production estimates to planetary boundary layer parameterizations for onshore and offshore areas in the Iberian Peninsula. *Applied Energy*, *135*, 234-246. doi: 10.1016/j.apenergy.2014.08.082.
- Giorgi, F. (1990). Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, *3*, 941–963.
- Gómez, J. J., Raible, C. y Dierer, S. (2015). Sensitivity of the WRF model to PBL parametrizations and nesting techniques: evaluation of windstorms over

complex terrain. *Geoscientific Model Development, 8*(10), 3349-3363. doi: 10.5194/gmd-8-3349-2015.

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146, 1999-2049. doi: 10.1002/qj.3803.
- Instituto Costarricense de Electricidad (1980). Análisis preliminar del viento en Costa Rica. San José, Costa Rica: ICE.
- Instituto Meteorológico Nacional (2015). Boletín meteorológico. Diciembre 2015. San José, Costa Rica: IMN.
- Instituto Meteorológico Nacional (2016a). Boletín meteorológico. Enero 2016. San José, Costa Rica: IMN.
- Instituto Meteorológico Nacional (2016b). Boletín meteorológico. Febrero 2016. San José, Costa Rica: IMN.
- Jammalamadaka, S. R. y Sengupta, A. (2001). *Topics in circular statistics* (Vol. 5). Singapore: World Scientific.
- Magaña, V., Amador, J. A. y Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, *12*, 1577-1588.
- Maldonado, T. (2012). Regional precipitation study in Central America using the WRF model (Tesis de maestría). Recuperado de http://www.kerwa.ucr.ac.cr/ handle/10669/13768.
- Muñoz, A. C., Fernández, W., Gutiérrez, J. A. y Zárate, E. (2002) Variación estacional del viento en Costa Rica y su relación con los regímenes de lluvia. *Tópicos Meteorológicos* y Oceanográficos, 9(1), 1-13.
- Pagowski, M. (2004). Some comments on PBL parameterizations in WRF. Trabajo presentado en el Joint 5th WRF/14th MM5 Users' Workshop, Boulder, CO. Resumen

recuperado de https://www2.mmm.ucar. edu/mm5/workshop/ws04/Session1/ Pagowski.Mariusz\_web.pdf.

- Rivera, E. y Amador, J. A. (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.
- 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). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Shin, H.H. y Hong, S.-Y. (2011). Intercomparison of planetary boundary layer parameterizations in the WRF model for a single day from CASES-99. Boundary-Layer Meteorology, 139, 261-281. doi: 10.1007/s10546-010-9583-z.
- Siegert, S., Bellprat, O., Ménégoz, M., Stephenson, D. B. y Doblas-Reyes, F. J. (2017). Detecting improvements in forecast correlation skill: Statistical testing and power analysis. *Monthly Weather Review*, 145(2), 437-450. doi: 10.1175/MWR-D-16-0037.1.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., ... Huang, X.-Yu. (2019). A description of the Advanced Research WRF model version 4 (Informe No. NCAR/ TN-556+STR). Boulder, CO: NCAR.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (Vol. 100). USA: Academic Press.
- Zárate, E. (1977). Principales sistemas de vientos que afectan a Costa Rica y sus relaciones con la precipitación (Tesis de licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Zárate, E. (1978). *Comportamiento del viento en Costa Rica*. San José, Costa Rica: IMN.
- Zárate, E. (1980). *El viento en San José*. San José, Costa Rica: IMN.



### Instituto Meteorológico Nacional

Sitio web: www.imn.ac.cr

### Teléfono: (506) 2222 5616

Apartado postal: 5583-1000 San José Costa Rica



