

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA  
FACULTAD DE CIENCIAS  
ESCUELA DE FÍSICA  
PROGRAMA DE LICENCIATURA EN METEOROLOGÍA

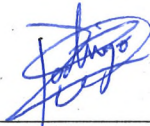
Trabajo final de graduación en modalidad de tesis:

“Ondas en los estes y su relación con la Corriente en Chorro de Bajo Nivel del Caribe durante el experimento OTREC (agosto a septiembre de 2019)”

Estudiante:  
Dayanna Arce Fernández B10509

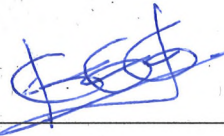
Mayo 2023

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



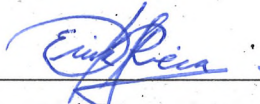
---

Dr. Rodrigo Castillo Rodríguez  
Presidente del Tribunal



---

Dr. Jorge Amador Astúa  
Director de Tesis



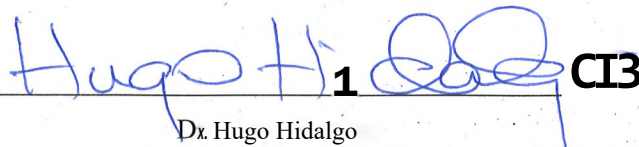
---

Dr. Erick Kivera Fernández  
Miembro del Comité de Tesis



---

Dr. Tito Maldonado Mora  
Miembro del Comité de Tesis



---

Dr. Hugo Hidalgo  
Miembro del Comité de Tesis

## ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	ii
ÍNDICE DE FIGURAS	iii
ÍNDICE DE ABREVIATURAS	vi
1 Introducción	1
1.1 Justificación	1
1.2 Antecedentes	2
1.3 Descripción del área de estudio y de algunos elementos regionales del clima	5
1.4 Objetivos	7
1.4.1 Objetivo general	7
1.4.2 Objetivos específicos	7
2 Marco teórico	8
2.1 Lo que se conoce de las ondas en los esteros	8
2.2 La corriente en chorro de bajo nivel del Caribe y su interacción con ondas tropicales	10
3 Datos y método	11
3.1 Radiosondeos	12
3.2 Reanálisis ERA	13
3.3 WWLLN	14
4 Análisis y discusión de los resultados	14
4.1 Perfiles verticales medios	16
4.2 Los campos atmosféricos de anomalías	17
4.3 Identificación de las estructuras ondulatorias	19
4.4 Propuesta conceptual de la onda en los esteros durante OTREC	21
5 Conclusiones y recomendaciones	22
Anexo	30
Referencias	33

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Región de estudio localizada en los Mares Intra Americanos, que incluye Centroamérica y el Caribe, específicamente, entre las latitudes 5°-20° N y longitudes 60°-100° O.....	6
Figura 1.2 Climatología de la velocidad y dirección del viento a 925 hPa durante los meses de a) febrero, b) julio, c) agosto, d) septiembre. Los datos corresponden al Reanálisis ERA 5 para el periodo de 1979-2019. Se observa el núcleo de la CLLJ ubicado aproximadamente entre la latitud 15° N y la longitud 75° O, con velocidades máximas de 16 ms <sup>-1</sup> en b). Nótese además los fuertes flujos a través de los pasos montañosos de Papagayo principalmente en a), b), c) y Panamá en a). El debilitamiento estacional de la CLLJ es visible en d). .....	7
Figura 3.1 Ubicación de las tres estaciones donde se realizaron los radiosondeos durante el experimento The Organization of Tropical East Pacific Convection (OTREC). Las localizaciones se han identificado con los globos color azul y las coordenadas en color amarillo. ....	12
Figura 4.1 Análisis sinóptico tropical del 20 de septiembre a las 12Z emitido por The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Fuente: <a href="https://ftp.nhc.ncep.noaa.gov/tafb/surface_analysis/2019/09/tsfc_2019092012.pdf">https://ftp.nhc.ncep.noaa.gov/tafb/surface_analysis/2019/09/tsfc_2019092012.pdf</a> .....	15
Figura 4.2 Anomalías observadas de la componente zonal del viento (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo, cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.....	16
Figura 4.3 Perfiles verticales medios de a) la componente zonal, b) la componente meridional del viento, c) la temperatura, d) la humedad específica, f) la velocidad vertical omega ( $\omega$ ) y g) la vorticidad relativa ( $\zeta$ ) desde la superficie hasta los 100 hPa para las tres estaciones. La línea continua corresponde a los datos observados y la línea discontinua a los datos de ERA 5. La línea color azul corresponde al perfil vertical medio del 21 de agosto al 18 de septiembre y la línea color verde del 21 de agosto al 30 de septiembre.....	24
Figura 4.4. a Anomalías observadas de la componente zonal del viento (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo, cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.....	25

Figura 4.4. b Anomalías observadas de la componente meridional del viento (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC. ....	25
Figura 4.4. c Anomalías observadas de la temperatura (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.....	26
Figura 4.4. d Anomalías observadas de la humedad relativa (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC. ....	26
Figura 4.4. e Anomalías ERA 5 de la velocidad vertical para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.....	27
Figura 4.4. f Anomalías ERA 5 de la vorticidad para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.....	27
Figura 4. 5 Anomalías ERA 5 para la componente meridional del viento para Limón durante el periodo del 21 de agosto hasta 18 de septiembre en tres niveles de altura. Panel superior corresponde a la anomalía vertical media del viento meridional entre los 700-400 hPa (línea verde), panel intermedio a las anomalías en los 400 hPa (línea azul) y panel inferior a las anomalías en los 700 hPa (línea anaranjada). Las líneas verticales grises continuas señalan las ondas detectadas tanto en los 400 hPa y 700 hPa. Las líneas verticales grises discontinuas señalan posibles ondas, pero presentan una clara perturbación en el viento al nivel de los 700 hPa.....	28
Figura 4. 6 Densidad de las descargas atmosféricas entre los 8-16°N y 60-110°O para el periodo del 21A-30S. Las elipses amarillas corresponden a las ondas en los estes que fueron identificadas. ....	28
Figura 4. 7 Esquema conceptual de las ondas en los estes con convección profunda. El eje horizontal corresponde al tiempo y el eje vertical a los niveles de presión, centrado en los 400 hPa. Al lado este (oeste) de la vaguada predomina el viento hacia el sur (norte) señalado por elipses rojas (azules),	

vorticidad ciclónica (anticiclónica) por debajo (encima) de los 400 hPa señalada por la flecha curva roja (azul), el incremento de la temperatura señalado por el triángulo amarillo, la reducción de la humedad relativa señalado en el rectángulo café, ascenso (descenso) vertical flecha roja (azul), la descarga atmosférica con el rayo morado y la precipitación en líneas discontinuas verdes. A la izquierda se presenta el perfil vertical de la temperatura para la convección profunda.....29

Figura A.1. a Campo medio observado de la componente zonal del viento (paneles a la izquierda) y de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo, cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.....30

Figura A.1. b Campo medio observado de la componente meridional del viento (paneles a la izquierda) y de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC. ....30

Figura A.1. c Campo medio observado de la temperatura (paneles a la izquierda) y de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.....31

Figura A.1. d Campo medio observado de la humedad específica (paneles a la izquierda) y de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.....31

Figura A.1. e Campo medio ERA 5 de la velocidad vertical omega, para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.....32

Figura A.1. f Campo medio ERA 5 la vorticidad relativa para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.....32

## ÍNDICE DE ABREVIATURAS

<b>A</b>	Agosto
<b>CA</b>	Centroamérica
<b>CIGEFI</b>	Centro de Investigaciones Geofísicas
<b>CLLJ</b>	Caribbean Low-Level Jet
<b>CT</b>	Ciclones tropicales
<b>ENOS</b>	El Niño-Oscilación del Sur
<b>ERA 5</b>	Reanálisis de quinta generación del European Centre for Medium-Range Weather Forecast
<b>GM</b>	Golfo de México
<b>GPS</b>	Global Positioning System
<b>IAS</b>	Mares Intra Americanos
<b>ITCZ</b>	Zona de Convergencia Intertropical
<b>MC</b>	Mar Caribe
<b>MSD</b>	El "Veranillo" o Midsummer Drought
<b>NCAR</b>	National Center for Atmospheric Research
<b>NCEP</b>	National Centers for Environmental Prediction
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>OTREC</b>	The Organization of Tropical East Pacific Convection
<b>P</b>	Presión
<b>PTE</b>	Pacífico tropical del Este
<b>q</b>	Humedad específica
<b>S</b>	Septiembre
<b>SST</b>	Temperatura superficial del mar
<b>T</b>	Temperatura
<b>TIROS</b>	Television Infrared Observation Satellite Program
<b>u</b>	Componente zonal del viento
<b>UCAR</b>	University Corporation for Atmospheric Research
<b>v</b>	Componente meridional del viento
<b>WWLLN</b>	World Wide Lightning Location Network

# **1 Introducción**

Este trabajo es un estudio observacional sobre las ondas en los estes tropicales y su relación con la Corriente en Chorro de Bajo Nivel del Caribe (CLLJ, siglas en inglés, Amador 1998) durante el experimento The Organization of Tropical East Pacific Convection (OTREC) realizado de agosto a septiembre de 2019. Forma parte de un trabajo de investigación para optar por el grado de Licenciatura en Meteorología de la Escuela de Física de la Universidad de Costa Rica. La formulación del tema es consistente con los objetivos del proyecto Grupos CLLJ VI-805-B9-454 del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI). Los resultados de este trabajo son un aporte a este proyecto de investigación y a la región de Centroamérica y el Caribe, en relación con el desarrollo de conocimiento sobre la interacción entre la CLLJ y perturbaciones sinópticas regionales que frecuentemente producen abundante precipitación en el Caribe y en el Pacífico tropical del este (Pettersen et al. 2003, Serra et al. 2008, Serra et al. 2014). El estudio se llevó a cabo bajo los parámetros de una investigación científica y con métodos de investigación de carácter mixto, utilizando datos observados y de reanálisis, los cuales permitieron obtener información sobre la interacción de las ondas en los estes con la CLLJ y la contribución de estos elementos atmosféricos a los procesos de convección, precipitación y actividad eléctrica.

A continuación, se detallan los principales aspectos que justifican la realización de este trabajo, los antecedentes de la temática tratada, la descripción de la región de estudio, los objetivos que guiaron la investigación, el marco teórico, los datos y métodos que se siguieron para la obtención de los resultados finales, el análisis de la información y el trabajo realizado para ofrecer respuestas a lo propuesto en los objetivos científicos.

## **1.1 Justificación**

La CLLJ (Amador 1998) es uno de los mecanismos atmosféricos críticos en la modulación del tiempo (por ejemplo, la precipitación) y el clima en la región de los Mares Intra Americanos (IAS, siglas en inglés). La CLLJ juega un papel importante en la convergencia y divergencia del flujo de humedad, en el transporte de calor, momento angular y energía cinética (Amador 2008; Durán-Quesada et al. 2017). Por su ubicación geográfica en el Caribe, la CLLJ interactúa con las ondas en los estes (Salinas 2006), incidiendo en muchos casos en la formación de ciclones tropicales, la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ,



siglas en idioma inglés; Hidalgo et al. 2015), el “veranillo” o Midsummer Drought (MSD, Magaña et al. 1999) y el Niño-Oscilación del Sur (ENSO, siglas en inglés; Amador 2008), entre otros sistemas.

Las ondas en los estes y la CLLJ son dos de los sistemas tropicales más importantes que modulan la distribución regional de la precipitación y la variabilidad climática en Centroamérica (CA) durante el verano boreal (Amador 1998, 2008; Amador et al. 2003; Salinas 2006; Serra et al. 2010; Amador et al. 2016a, b). Las interacciones entre estos mecanismos hacen a la región única y valiosa para investigaciones con datos observados, de reanálisis, modelados y derivados de satélites (Amador 2008). El objetivo de este trabajo es investigar la convección, la precipitación y la actividad eléctrica a partir de la coexistencia de la CLLJ y esos sistemas ondulatorios durante los meses de agosto y septiembre de 2019 en la región de CA y Caribe, aprovechando la fase experimental del proyecto OTREC realizada en el país (<https://doi.org/10.26023/EHRT-TN96-9W04>). Al análisis de los datos durante OTREC, se agregan la base de datos del CIGEFI como parte de la red receptora de rayos de la World Wide Lightning Location Network (WWLLN; Arce y Amador 2020, Amador y Arce 2022) y la información de altura de la red internacional de sondeos (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

## **1.2 Antecedentes**

De 1920 a 1959, especialmente durante la Primera y Segunda Guerra Mundial, la meteorología tuvo un gran auge y se realizaron grandes inversiones en ciencia y tecnología para el monitoreo de la atmósfera terrestre. Algunas de las actividades que se llevaron a cabo fueron: la instalación de estaciones meteorológicas, lanzamientos de globos con instrumentos para recolección de datos en distintos niveles de la atmósfera, la utilización de aeronaves para observaciones diarias y lanzamientos de radiosondas y la organización de centros de investigación para reportes de tiempo y clima (Spilhaus 1950). En la meteorología operativa se logró documentar y estudiar fenómenos como los ciclones tropicales (CT) y las ondas atmosféricas, que generaban relevantes impactos hidrometeorológicos. Algunos de los pioneros en realizar investigaciones sobre la trayectoria y génesis de los CT en el Océano Pacífico, África y Mar Caribe (MC) fueron Visher (1925), Regula (1936) y Dunn (1940). Estos autores mencionaron en sus estudios que la formación de CT se debía a disturbios

presentes en la atmósfera sobre estas regiones, lo cual aún no estaba del todo claro, pero que presagiaba un campo de investigación futura. En 1943, con la expansión de la red operacional en superficie y altura sobre el Caribe, se dio uno de los descubrimientos más importantes de la meteorología tropical (que ha trascendido hasta el presente) cuando Riehl (1945) introdujo y describió las “ondas en los estes”. Este autor utilizó métodos de análisis sinóptico, datos en niveles altos de la atmósfera y en superficie para describir la relación entre el aumento de flujo ascendente en la vertical y la precipitación debida a un disturbio con características ondulatorias que viajaba de este a oeste. Algunos investigadores explicaron de forma teórica simplificada otros elementos sobre este tipo de oscilaciones, como la dinámica y estructura de ondas ecuatoriales (Matsuno 1966; Lindzen y Matsuno 1968; Holton 1971). Los estudios observacionales y teóricos relativos a las ondas en latitudes bajas se ampliaron al análisis espectral usando datos de viento en la India (Krishnamurti y Baumhefner 1966), en el Pacífico central-oeste (Yanai y Nitta 1967) y sobre África (Burpee, 1972).

En abril de 1960, se lanzó el primer satélite meteorológico TIROS I (Television Infrared Observation Satellite Program I) y se logró documentar, aproximadamente, unas veinte mil imágenes de sistemas convectivos entre 50°N y 50°S (Widger 1960). Merritt (1964) utilizó datos de superficie *in situ*, datos del TIROS II y V de los meses de julio-agosto-septiembre de 1961 y 1962 para caracterizar e identificar sistemas ondulatorios tropicales; sin embargo, observó una mayor cantidad de distribuciones de nubes relacionadas a perturbaciones en los estes que no cumplían con el modelo conceptual propuesto por Riehl (1945, 1948). Otras investigaciones usaron información satelital en la región tropical para estudiar las propiedades y estructuras de las ondas en los estes junto con análisis sinóptico y superficial en África del oeste (Carlson 1969, Burpee 1972). En el Caribe, se identificaron ciertos patrones de nubes como la “V invertida” (Frank 1969, 1970) que fueron asociados con las ondas. Más tarde, se realizaron otros estudios sinópticos sobre estas perturbaciones en el Pacífico central-este (Reed et al. 1977). Otras características, como el origen y dinámica de estas ondas fueron explicadas por medio del análisis espectral de datos de la atmósfera alta en África del oeste por Burpee (1972).

Amador (1972) estudió las oscilaciones dominantes en la atmósfera libre sobre Costa Rica desde agosto hasta noviembre de 1972, empleando análisis espectral de la temperatura, la altura del geopotencial, la componente zonal y la meridional del viento en los 850 a 300 hPa.

Se identificó cierta similitud con el modelo de Riehl (1945) en el perfil vertical de la componente zonal media del viento durante el periodo de análisis. Se encontraron máximos en las estimaciones espectrales de la altura geopotencial con periodos cercanos a los 7 días relacionados con la existencia de ondas tipo Rossby-gravedad. Este autor recalca la importancia del flujo medio en el desarrollo de sistemas cuasi-ondulatorios en la región. Amador y Soley (1982) extendieron el área de investigación de Amador (1972) al oeste del Caribe con datos de 1970-1972. Utilizaron el mismo método espectral y agregaron al estudio el análisis de la precipitación de una estación ubicada en Limón. Uno de los resultados más relevantes fue encontrar un pico de energía máxima cerca de 4-5 días en el espectro de la componente meridional del viento y la precipitación que estaría asociado con la propagación de ondas en los estes en la región del Caribe. Posteriormente, Amador (1998) utilizó datos de valores medios mensuales del Proyecto de Reanálisis I del NCEP-NCAR de 1982-1994 y documentó por primera vez uno de los mecanismos más importantes sobre el MC, la denominada “Corriente en Chorro de Bajo Nivel en los Alisios del Este”, actualmente conocido como la CLLJ (Amador 1998, 2008). En el primer trabajo se identificó sobre la parte central del MC un fuerte flujo en niveles bajos entre los 925 hPa a 700 hPa de mayo a julio, debilitándose en septiembre. Algunas de las características principales de esta investigación fueron: valores de velocidad del viento zonal mayores a  $14 \text{ ms}^{-1}$  cerca de 925 hPa, pico máximo en el mes de julio relacionado con el aumento de la precipitación sobre la costa caribeña de CA e inestabilidad barotrópica asociada a la cortante horizontal del viento en bajos niveles durante el verano boreal. A partir de este trabajo se han realizado numerosas investigaciones sobre la estructura, dinámica y transporte de humedad de la CLLJ, pero aún no se ha logrado encontrar cuál es el origen de esta corriente.

En la tesis doctoral de Salinas (2006), se buscó identificar los factores de intensificación de las ondas en los estes y los procesos de interacción con la CLLJ. Desde el punto de vista de intercambio de momento y energía, el autor encontró que las ondas en los estes pierden energía cinética en mayo y julio mientras la CLLJ se intensifica; caso contrario ocurre en agosto y octubre cuando la CLLJ cede energía cinética a las ondas que luego se intensifican. Serra et al. (2010) estudiaron la trayectoria y estructura climatológica de las ondas en los estes en el IAS con los datos de 1989-2007 del Reanálisis ERA Interim. Como resultado obtuvieron que la estructura cinemática de las ondas en los estes se propagaba desde el

Atlántico hasta el Pacífico oriental atravesando el Istmo Centroamericano justo sobre Costa Rica y Panamá. Adicionalmente, realizaron un análisis energético indicando que la CLLJ y la corriente en chorro de bajo nivel de Papagayo (extensión de la CLLJ al Pacífico oriental) son fuentes de energía para las ondas dentro de la región. Ellos mencionan que el origen de las ondas en los estes sobre el Caribe y Pacífico oriental no ha sido estudiado con detalle.

Hidalgo et al. (2015) propusieron un modelo conceptual de la dinámica de la CLLJ asociando este sistema al movimiento norte-sur de la ITCZ. El centro de la corriente en chorro se localiza cerca de los 15° N y 75° O (Amador 1998, 2008). El gradiente zonal de la componente zonal del viento es un máximo positivo (mínimo negativo) en la parte este del MC entre la costa caribeña de Costa Rica y Nicaragua, aproximadamente. A esas regiones de máximo positivo y mínimo negativo del gradiente zonal de la componente zonal del viento se les conoce como la entrada y salida de la CLLJ, respectivamente. La entrada de la corriente se caracteriza por ser una zona seca y su flujo es divergente en bajo nivel (Amador 2008, Muñoz et al. 2008); al contrario de la salida, donde hay convergencia de la corriente en bajo nivel, se observa un fuerte ascenso y convección con abundante precipitación durante el verano boreal (Amador 1998, Amador 2008), generando de acuerdo con Hidalgo et al. (2015) subsidencia, sobre el Pacífico tropical del Este (PTE).

### **1.3 Descripción del área de estudio y de algunos elementos regionales del clima**

El área de estudio se extiende de 5°-20° N a 60°-100° O (Figura 1.1) y se localiza en la región del IAS (Amador et al. 2006; Amador 2008). El IAS es la región continental y marina que encierra el Golfo de México (GM), el MC y el PTE. Por su ubicación en los trópicos, es una zona con mayor incidencia de radiación de onda corta proveniente del sol, por lo que el IAS se considera un reservorio de energía de gran importancia en el clima global (Wang y Enfield 2001, 2003; Maldonado et al. 2018a, b). En el IAS se presentan circulaciones e interacciones océano-tierra-atmósfera en diferentes escalas temporales y espaciales (Amador et al. 2016a, b). La Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH, por sus siglas en inglés) es el sistema sinóptico más dominante del IAS (Amador et al. 2016a, b). Su reforzamiento puede generar mayor subsidencia y aumento en la velocidad de los vientos alisios sobre la región.



Figura 4. 1 Región de estudio localizada en los Mares Intra Americanos, que incluye Centroamérica y el Caribe, específicamente, entre las latitudes 5°-20° N y longitudes 60°-100° O.

La distribución de la precipitación a lo largo de CA presenta un marcado contraste entre la costa del Pacífico y Caribe. La costa Pacífica se caracteriza por una distribución bimodal en el ciclo anual de la lluvia. El primer máximo ocurre en junio debido a la migración de la ITCZ hacia el norte (Hidalgo et al. 2015; Quirós e Hidalgo 2016), el aumento en la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) y la convección profunda (Amador et al. 2016a, b; Maldonado et al. 2018a, b). La reducción relativa de la precipitación sucede en julio-agosto (la MSD) con una notable disminución de la actividad convectiva que se refleja también en las densidades de descargas eléctricas (un proxy para la convección, Amador y Arce 2022), la distribución de la SST y el debilitamiento anómalo de la circulación ciclónica por el aumento de la cortante del viento producto de la intensificación de la CLLJ (Figura 1.2.b y Figura 1.2.c; Magaña et al. 1999; Hidalgo et al. 2015; Maldonado et al. 2016). El segundo máximo de lluvia se presenta en setiembre-octubre asociado al incremento de la radiación solar que aumenta la SST en el Caribe, el debilitamiento de los vientos alisios (Figura 1.2.d) y un aumento en la convergencia de bajo nivel que favorece la convección profunda y el desarrollo de disturbios tropicales (Maldonado et al. 2018a, b). De diciembre a marzo, la costa pacífica presenta condiciones relativamente secas debido a la posición más al sur de la ITCZ y al aumento de la velocidad de los vientos alisios que inhibe la convección en esta región. En la costa caribeña, el aumento de las lluvias se debe principalmente a la incursión de frentes fríos y a la intensificación de la CLLJ durante los meses de invierno boreal (Figura 1.2.a; Amador 2008; Zarate 2014). Para ampliar la visión de la climatología

de la CLLJ en la región de estudio durante los meses de agosto y septiembre se puede ver la Figura 1.2.c y la Figura 1.2.d

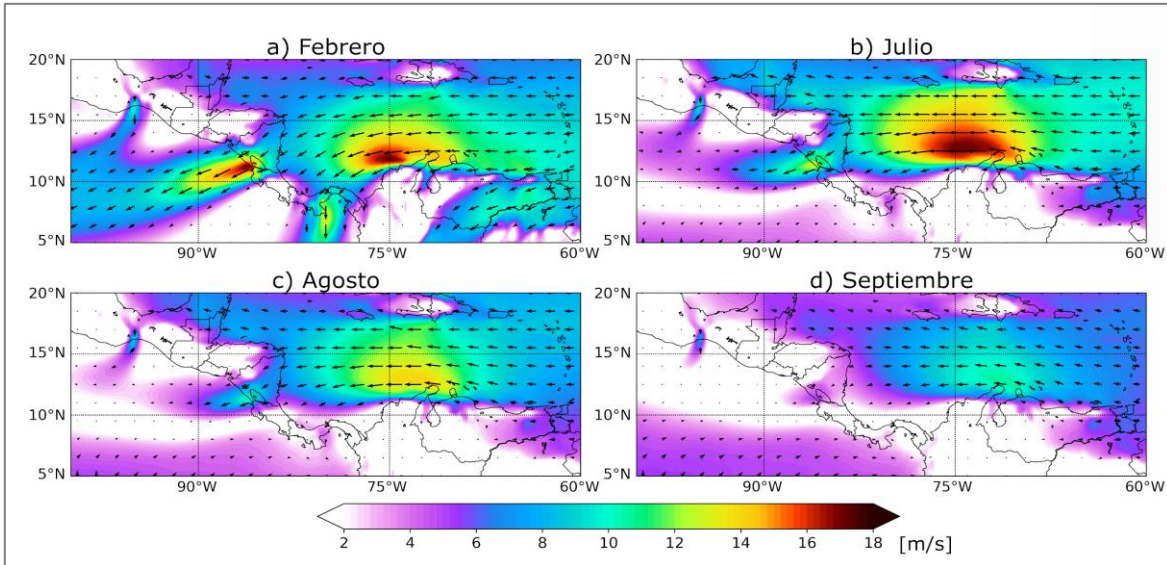


Figura 4. 2 Climatología de la velocidad y dirección del viento a 925 hPa durante los meses de a) febrero, b) julio, c) agosto, d) septiembre. Los datos corresponden al Reanálisis ERA 5 para el periodo de 1979-2019. Se observa el núcleo de la CLLJ ubicado aproximadamente entre la latitud 15° N y la longitud 75° O, con velocidades máximas de 16  $\text{ms}^{-1}$  en b). Nótese además los fuertes flujos a través de los pasos montañosos de Papagayo principalmente en a), b), c) y Panamá en a). El debilitamiento estacional de la CLLJ es visible en d).

## 1.4 Objetivos

### 1.4.1 Objetivo general

Estudiar las ondas en los estes, su interacción con la CLLJ y la contribución de estos elementos atmosféricos a los procesos de convección sobre CA y el Caribe, utilizando datos observados de altura de la red de sondeos internacional, del proyecto OTREC y de la WWLLN durante agosto-septiembre de 2019.

### 1.4.2 Objetivos específicos

- a) Estudiar la estructura vertical de las ondas en los estes y su interacción y superposición con la CLLJ en el contexto del modelo conceptual propuesto en Hidalgo et al. (2015).

- b) Definir dos casos de ondas en los estes dentro de la región CA y Caribe usando la variabilidad y co-variabilidad coherente de los parámetros observados durante agosto-septiembre de 2019.
- c) Relacionar la intensificación de los procesos de convección (precipitación) y descargas atmosféricas sobre CA producto de la interacción de las ondas en los estes y la CLLJ siguiendo la experiencia de Arce y Amador (2020) con el huracán Otto (2016).
- d) Proponer un esquema conceptual de la estructura de las ondas en los estes durante el experimento OTREC.

## **2 Marco teórico**

### **2.1 Lo que se conoce de las ondas en los estes**

El trabajo de Riehl (1945) es pionero al proponer el concepto de las ondas en los estes e intentar explicar la dinámica de estos sistemas. Su investigación se basó en el análisis sinóptico y en datos a diferentes niveles de la atmósfera sobre el Caribe. Los resultados mostraron algunas particularidades del paso de las ondas sobre esta región; por ejemplo: las ondas alcanzaban 1000 a 2000 km de longitud de onda en la baja troposfera, producían un enfriamiento anómalo de la troposfera media y presentaban convección (subsistencia) al este (oeste) del eje de la onda. Lo anterior, generaba al paso de las ondas, una intensificación de la nubosidad y aumento en la velocidad del viento en bajo nivel sobre las islas del Caribe. Este último aspecto sobre la distribución de la nubosidad merece un análisis posterior, de ahí la incorporación de datos de la red WWLLN en este estudio. Matsuno (1966) propuso un modelo teórico sobre el movimiento de las ondas en las regiones ecuatoriales. En su estudio concluyó que existen al menos dos modos de oscilación, las ondas inercio-gravitacionales y las de tipo Rossby, donde la diferencia está relacionada con su frecuencia, campo de presión y viento. Las ondas inercio-gravitacionales son ondas internas de escala media a sinóptica (~2000 km) con periodos de pocas horas a 2 días (circa), transportan momento y energía, su fuerza restauradora es la fuerza boyante y la gravedad generada por topografía, inestabilidad de la cortante de viento y la convección, entre otros elementos (Alexander 2003, Mayta y Adames 2021). Las ondas de Rossby son de escala global con periodos de días, su función

principal es mantener el balance térmico de la atmósfera, su fuerza restauradora es la fuerza de Coriolis y pueden mantenerse estacionarias o propagarse zonalmente (Wilhelm et al. 2019).

Krishnamurti y Baumhefner (1966) enfocaron su estudio teórico en la estructura de disturbios tropicales usando las soluciones de un modelo baroclínico con varios niveles en la vertical para determinar que el transporte del calor se debe al ascenso y descenso de flujo en la convección en una atmósfera inestable. Carlson (1969) realizó un análisis sinóptico diario en el oeste de África entre las latitudes  $0^{\circ}$ - $30^{\circ}$  N y las longitudes  $25^{\circ}$  O -  $20^{\circ}$  E, durante los meses de julio a octubre de 1968, con el fin de caracterizar las ondas tropicales en esa región. El estudio incluyó el origen, la velocidad, la intensidad, la distribución de la temperatura superficial del mar y el monitoreo de patrones nubosos con fotografías satelitales sobre el Océano Atlántico. Encontró que estos sistemas se caracterizan por tener una longitud de onda de 2400 km con un periodo de 3,2 días suministrando humedad e inestabilidad convectiva a la atmósfera. Algunos de estos disturbios identificados sobre África, lograron propagarse sobre el Atlántico y otros se debilitaron en el este del Caribe. El resultado anterior fue comprobado con el aumento de la precipitación con respecto a la media durante los meses de estudio en la región de las Antillas, específicamente en las islas de Santo Tomás y Barbados. Burpee (1972) menciona que las ondas en los estes se originan en el norte de África, normalmente entre las longitudes  $15^{\circ}$ - $32^{\circ}$  E y están relacionadas con la zona baroclínica y la corriente del este en la troposfera media al sur del Sahara. La cortante horizontal del viento medio zonal actúa como fuente de energía que puede intensificar una perturbación atmosférica, con una periodicidad de 3-5 días y una longitud de onda de 2000 km o más, la cual se propaga hacia el oeste por el Atlántico y que ocasionalmente llega hasta el PTE (Serra et al. 2008, 2010). En el espectro del viento meridional, las ondas africanas presentan un pico máximo de amplitud, aproximadamente de  $1-2 \text{ m s}^{-1}$ , a una altura de 700 hPa. En este estudio no se determinó el rol de la convección en el mantenimiento de los disturbios, aspecto que otros trabajos posteriores sí consideraron, como el caso de Reed et al. (1977) que investigaron la estructura y propiedades de las ondas ecuatoriales en la escala sinóptica sobre el Pacífico occidental durante julio a septiembre de 1967. Durante el paso de la perturbación en la región, ellos detectaron aumento en la humedad relativa, incremento del viento meridional en la baja y alta troposfera, un fuerte ascenso en la vertical, convección profunda y lluvias. Con respecto



a la estructura vertical de la onda, encontraron dos máximos de velocidad en la componente meridional del viento, donde el primer pico excede los  $3 \text{ m s}^{-1}$  en magnitud entre los 700 hPa a 800 hPa y el segundo pico es de hasta  $2 \text{ m s}^{-1}$  en magnitud entre 200-150 hPa. La fluctuación de esta componente en niveles bajos no se encuentra en fase con la de niveles altos de la atmósfera ni con respecto al centro de la onda; es decir, se presenta viento meridional en dirección norte (sur) en la parte izquierda (derecha) de la onda a una altura entre la superficie hasta los 300 hPa y dirección sur (norte) en la parte izquierda (derecha) a una altura de los 250 hPa hasta 125 hPa. Debido a este cambio de dirección de la componente meridional del viento, el perfil de la temperatura de la onda presenta regiones de anomalías negativas y positivas.

## **2.2 La corriente en chorro de bajo nivel del Caribe y su interacción con ondas tropicales**

En el estudio de Amador et al. (2003), se señala que el ciclo anual de la intensidad y estructura de la CLLJ presenta un máximo de vientos en el mes de febrero en el nivel cercano a 925 hPa relacionado con el aumento de los vientos alisios durante el invierno boreal. Además, la corriente en chorro presenta un máximo absoluto en el mes de julio, en una región en que se observa el calentamiento asociado a una de las componentes de la Piscina de Agua Cálida del Hemisferio Occidental (WHWP, siglas en el inglés; Wang y Enfield 2001, 2003) y las ondas en los estes durante el verano boreal (Amador 1998, 2008). De septiembre a noviembre, la velocidad y la cortante de viento de la CLLJ disminuye, lo que favorece la convección y la eventual ocurrencia de huracanes dando paso a la época lluviosa en el IAS (Amador y Magaña 1999). La región de la CLLJ ha sido identificada como barotrópicamente inestable (Molinari et al. 1997; Amador 1998; Amador y Magaña 1999). Esta particularidad hace que el flujo del este sobre el MC (la CLLJ) pueda interactuar con los sistemas transitorios como las ondas en los estes, que le pueden proporcionar energía cinética (Amador 1998, Salinas 2006, Amador 2008). Salinas (2006) estudió la relación onda-flujo medio en la región Caribe como se discute abajo. Las ondas en los estes que provienen de África viajan por el Atlántico hasta el MC, con una velocidad de fase promedio de  $7 \text{ m s}^{-1}$  recorriendo  $6^\circ$  por día, en total unos  $88^\circ$  durante 14,6 días, disminuyendo su amplitud en el recorrido. Al encontrarse con la zona de inestabilidad barotrópica asociada a la CLLJ, las ondas en los estes interactúan con el flujo medio intercambiando momento y energía cinética, como lo

sugirió (Amador 1998). Salinas determinó que las ondas en los estes pierden (ganan) energía cinética mientras la CLLJ la gana (pierde) cuando las frecuencias de ambos procesos entran en resonancia.

### **3 Datos y método**

En esta investigación se estudia la estructura vertical de las ondas en los estes (Riehl 1945) y su interacción con la CLLJ en el contexto del modelo conceptual propuesto en Hidalgo et al. (2015), usando datos de reanálisis de quinta generación del European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ERA 5, Hersbach et al. 2020). Esta base de datos cubre el periodo de enero de 1979 hasta 2-3 meses antes del presente con resolución horizontal de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ , 37 niveles de presión en la vertical e información mensual y horaria (disponible en <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels-monthly-means?tab=overview>).

En agosto y septiembre del 2019, OTREC realizó una campaña de lanzamiento de sondas desde una aeronave cubriendo el PTE y el suroeste del Caribe con el objetivo de estudiar la distribución espacial y estructura vertical de la convección atmosférica profunda en esta región tropical. Anteriormente, estas regiones no habían sido estudiadas con herramientas observacionales modernas (Voemel 2019). Además, se realizaron radiosondeos en Limón y Guanacaste, Costa Rica (ver Figura 3.1) durante los meses de la campaña. A este análisis se agregaron los datos de radiosondeos de San Andrés, Colombia (Figura 3.1). Con estos datos se identificaron potenciales casos de ondas en los estes u otros disturbios transitorios, mediante el análisis de la estructura vertical, la variabilidad y co-variabilidad coherente de los parámetros observados. Dichos datos obtenidos por la aeronave y radiosondeos están disponibles en el sitio web: <https://data.eol.ucar.edu/>. Con los datos de la red internacional de sondeos, el Reanálisis ERA 5, la campaña OTREC y la red global WWLLN (Arce y Amador 2022) se hizo un análisis de la intensificación de los procesos de convección y descargas atmosféricas producto de la interacción de las ondas en los estes y la CLLJ durante el periodo de análisis.

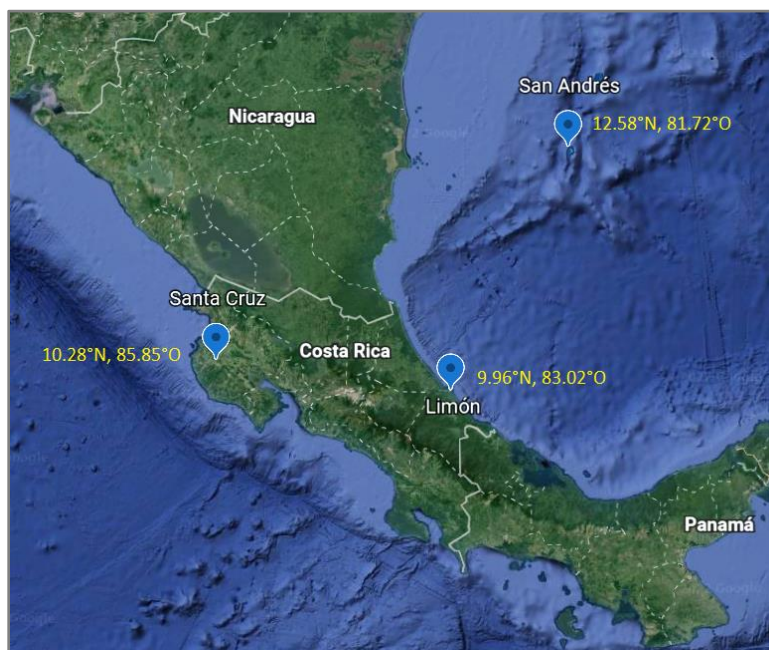


Figura 4. 3 Ubicación de las tres estaciones donde se realizaron los radiosondeos durante el experimento The Organization of Tropical East Pacific Convection (OTREC). Las localizaciones se han identificado con los globos color azul y las coordenadas en color amarillo.

### 3.1 Radiosondeos

Los datos de los radiosondeos comprenden el periodo del 21 de agosto (A) hasta el 29-30 de septiembre (S) de 2019, en tres estaciones: Aeropuerto Internacional de San Andrés (Colombia), Aeropuerto de Limón y la Sede de Santa Cruz (Guanacaste) de la Universidad de Costa Rica (Figura 3.1). Las variables meteorológicas registradas durante los radiosondeos corresponden a la presión (P), temperatura (T), humedad relativa (RH, por sus siglas en inglés), velocidad y dirección del viento (la componente zonal  $u$  y la componente meridional  $v$  del viento).

Con respecto a datos faltantes, no se lanzaron sondeos en San Andrés del 23A al 29A (7 días) y en Limón del 30A al 7S (9 días) debido a la pérdida de señal del GPS (Global Positioning System, en inglés) en la instrumentación (Serra et al. 2020). La serie de tiempo más completa es la de la estación de Guanacaste. Se cuenta aproximadamente, con seis semanas para el análisis e identificación de ondas en los estes, CLLJ y sistemas que afectaron a la región durante el periodo de estudio. Durante la campaña OTREC se lanzaron como mínimo 2 sondeos y un máximo de 7 sondeos diarios (Serra et al. 2020; Sentic 2020). Los datos fueron

revisados por personal del UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory con un sistema de control de calidad para descartar anomalías, siendo estos reemplazados por el valor -9999 (Serra et al. 2020; Sentic 2020).

Debido a las irregularidades en la resolución vertical y temporal de los datos, en este trabajo se utilizaron métodos sencillos para homogeneizar las series de las tres estaciones. Primero, las series de Limón y Guanacaste que tenían más frecuencia de lanzamientos se promediaron cada 12 horas (00Z y 12Z), con el fin de igualar la resolución temporal de la información y poder realizar un mejor análisis en sincronía con los datos de San Andrés. Segundo, se empleó el método de interpolación lineal en la vertical para obtener los valores de las variables meteorológicas cada 5 hPa en las tres estaciones. Una vez realizada la homogeneización de los datos, se procedió a calcular la estructura vertical media de T, u, v (de ahora en adelante,  $\bar{T}$ ,  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$ , respectivamente) y los campos de anomalías ( $T'$ ,  $u'$ ,  $v'$ , respectivamente). Para ello, se extrajo el valor de la variable en cada nivel de presión desde la superficie hasta los 100 hPa durante todos los 40 días para las tres estaciones. En el caso de fechas con datos faltantes, éstos no fueron considerados para estimar el promedio. Con este resultado, se calculó la diferencia entre los valores de las variables meteorológicas observadas cada día con respecto a la estructura vertical media para cada estación a las 00Z y 12Z para obtener los campos de anomalías. Además, se calcularon la estructura vertical media y las anomalías de la humedad específica (q) para cada uno de los niveles cada 12 horas, para ello se utilizaron los datos homogeneizados de T, RH y P. La ecuación empleada corresponde a:

$$q = \left( 10^{\log_{10} \left( \frac{0,7859 + 0,03477 \times T}{1 + 0,00412 \times T} \right)} \times \frac{RH}{100} \right) \times \left( \frac{0,6227}{P} \right) \times 1000 \quad (1)$$

La expresión anterior es básicamente la debida a Gill (1982) y ha sido utilizada recientemente en la región por Mora et al. (2020).

### 3.2 Reanálisis ERA

Los datos del Reanálisis ERA 5 para el periodo y región de estudio fueron descargados en los niveles de presión desde los 1000 a 100 hPa, cada hora, para las variables T, u, v, RH, velocidad vertical omega ( $\omega$ ) y la vorticidad relativa ( $\zeta$ ). Se extrajeron los datos para las tres

ubicaciones de interés y se procesaron de manera similar a los de OTREC y San Andrés, promediando cada 12 h (00Z y 12Z) e interpolando los datos cada 5 hPa en la vertical (especificado en la sección 3.1). También, se calculó la  $q$  y los campos de anomalías para cada variable (según lo especificado en la sección 3.1).

### **3.3 WWLLN**

Los datos de descargas atmosféricas corresponden a la base de datos de la red global WWLLN, de la cual el CIGEFI es parte desde el 2008. Arce y Amador (2019), Amador y Arce (2022) describen las bondades y limitaciones de esta información, la cual puede ser considerada como adecuada para estudios en escalas climáticas y sinópticas, entre otras. Para este estudio, se procesaron los datos horarios de descargas atmosféricas del 21A al 30S de 2019. El método es similar al utilizado por Amador y Arce (2022), donde se contabilizaron las descargas cada 4 horas en cuadrículas 15x15 km, en el área que comprenden los 8°-18° N y 60°-110° O. Luego, se promedió de manera latitudinal la cantidad de descargas atmosféricas con el fin de capturar las zonas con mayores densidades producto del paso de las ondas en los estes y la convección asociada a su propagación. Los resultados se presentan en un tipo de Diagrama Hovmoller más adelante.

## **4 Análisis y discusión de los resultados**

Los campos medios donde se propagan las perturbaciones son importantes de analizar ya que pueden proveer condiciones favorables o desfavorables para la evolución de estos sistemas. Por ejemplo, condiciones de inestabilidad térmica o dinámica en los campos medios podrían alimentar o extraer energía de los disturbios atmosféricos, cambiando las condiciones de desarrollo espaciotemporal. Durante el periodo aproximado del 17S-28S, una incursión hacia el norte del alta semipermanente del Pacífico y dos bajas presiones en el Caribe alteraron el flujo sinóptico sobre la región, induciendo una fuerte corriente del oeste sobre Centroamérica y parte del Caribe (ver Figura 4.1 del análisis sinóptico del 20S a las 12Z). La Figura 4.2 muestra anomalías positivas del viento zonal desde la superficie hasta niveles altos de la atmósfera en las tres estaciones cuando el análisis se hace para todo el periodo (21A-30S), lo que significa un cambio radical en la corriente media sobre las cuales se propagan las oscilaciones debidas a la presencia de ese sistema. Los campos medios observados y los del

ERA 5 cada 12 horas desde el 21A al 30S desde la superficie hasta los 100 hPa para cada una de las variables meteorológicas en estudio descritas arriba se muestran en el Anexo 1, por brevedad y claridad de resultados en este trabajo. La información del Anexo 1 complementa la de las otras variables calculadas y mostradas aquí, ya que el paso de las ondas en los estes u otros disturbios transitorios se identifican con mayor facilidad en las anomalías de las variables meteorológicas utilizadas. Ante la presencia de un sistema sinóptico en el Pacífico como el descrito arriba, los perfiles medios verticales y las anomalías fueron recalculados para el periodo que no contiene ese sistema. Los perfiles verticales medios se estimaron desde la superficie hasta los 100 hPa (sección 4.1 y figuras ahí contenidas) para los datos observados en las tres estaciones y para los puntos de rejilla más cercanos a esos sitios usando datos de ERA 5. En el caso de las observaciones los perfiles medios calculados corresponden a las variables meteorológicas  $u$ ,  $v$ ,  $T$  y  $q$ . Los perfiles para ERA 5 incluyen el de todas las variables anteriores además de  $\omega$  y  $\zeta$ . Con los resultados obtenidos de los perfiles verticales medios, se calcularon los campos de variabilidad o anomalías (sección 4.2 y figuras ahí contenidas) para los datos observados y del ERA 5.

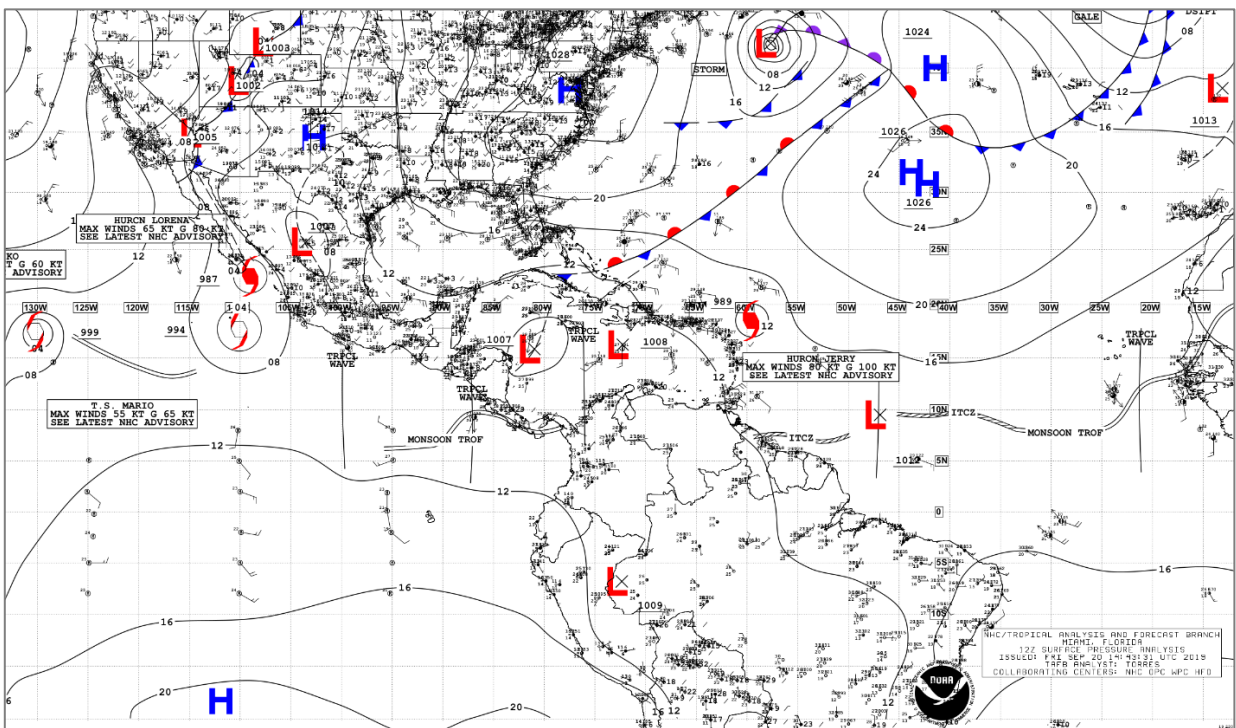


Figura 4. 4 Análisis sinóptico tropical del 20 de septiembre a las 12Z emitido por The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Fuente: [https://ftp.nhc.ncep.noaa.gov/tafb/surface\\_analysis/2019/09/tsfc\\_2019092012.pdf](https://ftp.nhc.ncep.noaa.gov/tafb/surface_analysis/2019/09/tsfc_2019092012.pdf)



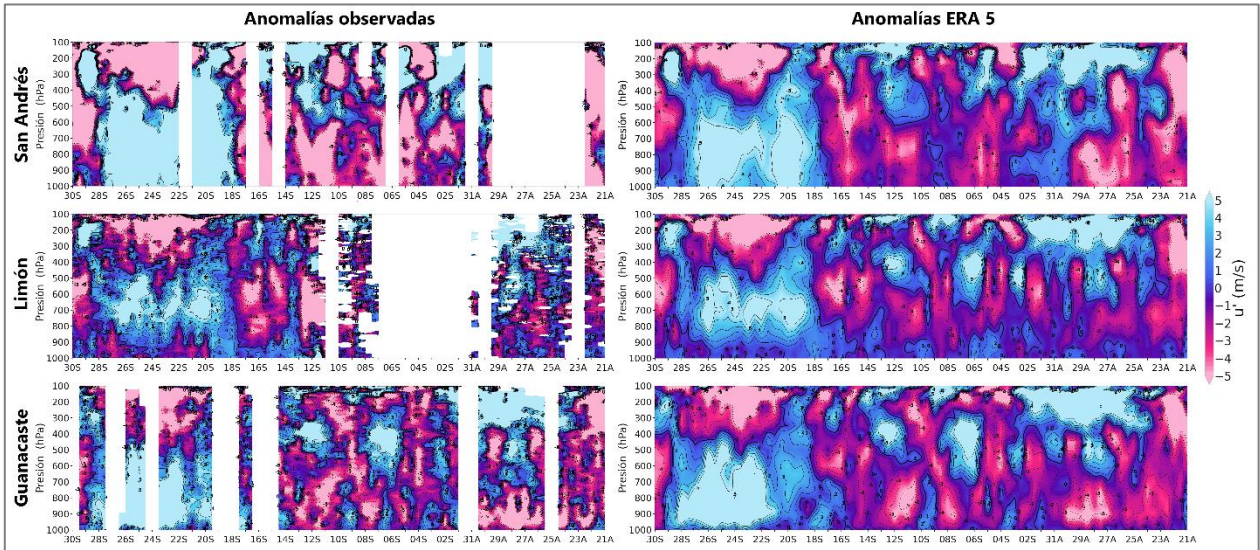


Figura 4. 5 Anomalías observadas de la componente zonal del viento (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo, cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.

#### 4.1 Perfiles verticales medios

En la Figura 4.3 se muestran los perfiles verticales medios observados (líneas continuas en azul para el periodo del 21A-18S y en verde para el 21A-30S, respectivamente) y los del ERA 5 (líneas discontinuas en azul para el periodo del 21A-18S y en verde para el 21A-30S, respectivamente) para las tres estaciones y las variables en estudio. Los perfiles verticales de los datos observados (OTREC) y los de reanálisis (ERA 5) muestran mucha coherencia vertical en Limón y Guanacaste; caso contrario sucede en San Andrés, donde hay mayores diferencias, en especial con respecto a las magnitudes de  $\bar{u}$ . Los perfiles verticales de  $\bar{u}$  (Figura 4.3.a) muestra vientos del este en casi todos los niveles troposféricos. La estructura de  $\bar{u}$  en San Andrés está bien definida desde los 925 hPa hasta los 600 hPa con vientos del este, con una fuerte cortante del viento asociada a la CLLJ, lo que concuerda con Amador (2008) mostrando magnitudes mayores a  $15 \text{ m s}^{-1}$  en esta región. Los valores observados en San Andrés, no así en los datos de ERA 5, son consistentes con una estructura de la CLLJ dominando la troposfera media durante el verano boreal (Amador 2008). Para las observaciones, los valores máximos asociados a esta corriente se observan entre los 925-600

hPa en Limón y entre los 925-850 hPa en Guanacaste, con una magnitud máxima de alrededor  $8 \text{ m s}^{-1}$ . Las menores magnitudes de la cortante del viento en estas estaciones podrían deberse a que la CLLJ, en promedio, se desvía hacia el norte en buena parte del periodo boreal.

El perfil vertical de  $\bar{v}$  (Figura 4.3.b) presenta vientos del norte en niveles bajos y vientos del sur en niveles medios en las tres estaciones, las mayores diferencias en el perfil observado y el de ERA 5 se presenta en San Andrés. Las estructuras verticales medias de  $\bar{T}$  (Figura 4.3.c) y  $\bar{q}$  (Figura 4.3.d) son muy similares en las tres estaciones, temperaturas cálidas (frías) y mayor (menor) humedad específica conforme aumenta (disminuye) la presión. El perfil vertical medio de la velocidad vertical  $\omega$  (ver Figura 4.3.e para unidades de  $\omega$ ) y la vorticidad relativa  $\zeta$  (ver Figura 4.3.f para unidades de  $\zeta$ ) se calcularon con datos del reanálisis. En estas figuras, la estación de Guanacaste presenta mayor magnitud en ambas variables cerca de la superficie hasta los 900 hPa, indicando mayor velocidad de ascenso y vorticidad ciclónica en esos niveles.

## 4.2 Los campos atmosféricos de anomalías

Las Figuras 4.4.a, 4.4.b, 4.4.c, 4.4.d, 4.4.e y 4.4.f corresponden a los campos atmosféricos de las anomalías observadas (paneles de la izquierda) y a las de los datos de ERA 5 (paneles de la derecha) para cada una de las variables meteorológicas en estudio. Para la velocidad vertical  $\omega$  y la vorticidad relativa  $\zeta$  solo se cuenta con datos de reanálisis (Figura 4.4.e y 4.4.f, respectivamente). Nótese que la escala horizontal de los contornos corresponde a las fechas del 21A hasta el 18S, de derecha a izquierda, esto para identificar mejor el avance de ondas en los estes desde el Mar Caribe hasta el Océano Pacífico. Más adelante se muestra la Figura 4.5 como parte del proceso y método de identificación de las ondas.

Para todas las variables, los datos del reanálisis subestiman en general los valores observados (nótese que esto ocurre también en los valores medios de San Andrés, Figuras 4.3.a y 4.3.b); sin embargo, los datos del ERA 5 presentan mucha coherencia con los perfiles verticales de los datos observados, aportando información adicional y complementaria para los días en que no se tienen datos de radiosondeos. Nótese por ejemplo la forma y magnitudes de la componente  $u'$  para las tres estaciones cuando hay datos observados. La anterior aseveración es también válida para las otras anomalías de las variables utilizadas. Como consecuencia de



esta coherencia en los perfiles verticales observados y de ERA 5, el análisis se conduce en algunos casos en forma particular usando los datos de ese reanálisis.

La Figura 4.4.a muestra en niveles medios una intermitencia en las anomalías de  $u'$  sugiriendo una corriente con cambios de intensidad en su magnitud. A pesar de que no es clara la interpretación de estos cambios en la magnitud de  $u'$ , podrían estar relacionados a una especie de disturbio pulsante en el campo de fondo, aunque Whitaker y Maloney (2020) sugieren que podrían deberse a la interacción la CLLJ con las ondas sobre todo en el Pacífico. En niveles bajos y medios de la atmósfera durante el periodo de estudio, se logran identificar asociaciones en la estructura de las anomalías de las variables que sugieren patrones ondulatorios. Ver por ejemplo la coherencia entre  $v'$ ,  $T'$ ,  $q'$ ,  $\omega'$  y  $\zeta'$  (Figuras 4.4.b hasta la 4.4.f, respectivamente, durante el periodo 23A-28A). Nótese durante el periodo anterior, la alternancia en la magnitud y dirección del viento meridional (sures-nortes, Figura 4.4.b), las estructuras frías y cálidas (Figura 4.4.c), el aumento o pérdida de humedad (Figura 4.4.d), los cambios de signo en la velocidad vertical (Figura 4.4.e) y la variación de signo de la vorticidad relativa (Figura 4.4.f). En forma específica, estas estructuras de tipo ondulatorio se logran observar durante los días del 23-28A, 02-06S, 07-11S y 12S-16S.

Alrededor de los últimos días de agosto, se observan cambios en los valores de las anomalías verticales para las variables en estudio, que refleja una típica organización ondulatoria como la de las ondas en los estes (Jenkins 1995, Reed et al. 1997, Huaman et al. 2021). Comenzando el análisis con la primera onda identificada durante el 23-28A en la región, los primeros días 23A-24A se presentaron valores negativos  $v'$  (viento sur) en los 600-400 hPa (Figura 4.4.b) en San Andrés, Limón y Santa Cruz. Además, se observan valores positivos de  $T'$  ( $\sim 2$  a  $3^\circ\text{C}$ ) en los 600-400 hPa (Figura 4.4.c) y valores negativos  $q'$  en casi toda la columna vertical (Figura 4.4.d). Estas condiciones estarían asociadas a movimiento ascendente al oeste de la vaguada, la liberación de calor latente y a la subsidencia relacionada con una convección profunda (Jenkins 1995; Huaman et al. 2021). Al mismo tiempo, se presentan anomalías negativas (positivas o cero) en la velocidad  $\omega'$  para los niveles bajos (medios-altos) en las tres estaciones (Figura 4.4.e) y vorticidad anticiclónica (ciclónica) entre los 600-400 hPa (800-600 hPa) en Limón y Santa Cruz (Figura 4.4.f). Las anteriores características indican la presencia de convección profunda durante 23-24A (Torres et al. 2021). Del 25A al 26A, se da un cambio en las anomalías con respecto a los dos días anteriores, viento del sur ( $v'$

positiva, Figura 4.4.b) en casi toda la vertical con máximo en 600-400 hPa, con cambios no apreciables en la temperatura ( $T'$  cercano a cero, Figura 4.4.c), un aumento en la humedad específica en los niveles bajos ( $q'$  positiva, Figura 4.4.d), una cierta disminución en el ascenso vertical ( $\omega'$  positiva, Figura 4.4.e) y un incremento en la vorticidad ciclónica ( $\zeta'$  positiva) en los 800-400 hPa en las tres estaciones (Figura 4.4.f). Para el 27A-28A se presentó viento del sur ( $v'$  positiva) entre los 600-400 hPa (Figura 4.4.b), un aumento (una disminución) en la temperatura desde 1000-600 hPa (600-300 hPa, Figura 4.4.c), incremento en el ascenso vertical ( $\omega'$  negativa) en nivel bajo y disminución en el ascenso vertical en niveles medios ( $\omega'$  positiva, Figura 4.4.e), vorticidad ciclónica ( $\zeta'$  positiva) en niveles bajos y vorticidad anticiclónica ( $\zeta'$  negativa) entre los 600-400 hPa (Figura 4.4.f). En el caso de la humedad específica, se observa  $q'$  positiva (negativa) entre 1000-800 hPa (600-400 hPa) para el 27A y disminución de la humedad el 28A (Figura 4.4.d). Para esta estructura ondulatoria se logra apreciar cierta inclinación reflejada por el cambio signo en las anomalías de las variables extendiéndose, con el paso de los días, desde los 800 hPa hasta niveles altos en estas regiones.

Análogamente, se puede realizar el anterior análisis para otros sistemas casi ondulatorios como los observados en los periodos del 02-06A, 07-11S y 12S-16S. Algunas diferencias en esos periodos podrían deberse a la dinámica de las ondas embebidas en un flujo zonalmente cambiante que se refleja en las anomalías de  $u'$  (Figura 4.4.a).

### **4.3 Identificación de las estructuras ondulatorias**

Con el paso de una onda en una región, el viento meridional en niveles bajos y medios de la atmósfera presenta cambios importantes en su dirección (Riehl 1945; Burpee 1972; Reed et al. 1977; Huaman et al. 2021; Torres et al. 2021). Para la identificación inicial de las estructuras ondulatorias se utilizó como base las anomalías de la componente meridional del viento de ERA 5 en los niveles de 700 a 400 hPa en Limón (Figura 4.5). La escala temporal en la Figura 4.5 comprende del 21A hasta el 18S, de derecha a izquierda, esto para identificar mejor el avance de las ondas hacia el oeste. Tomando en consideración el cambio de valores negativos a positivos de  $v'$  en los 400 hPa, se presentaron alrededor de 5 sistemas ondulatorios durante el periodo de estudio. Las ondas mejor definidas por ese cambio en la dirección en los niveles anteriores (Figura 4.5, panel intermedio y panel inferior,

respectivamente) fueron detectadas alrededor del 23-28A, 02-06S, 07-11S y 12S-16S. Esas estructuras son señaladas en la Figura 4.5 por líneas continuas grises que pasan por el eje de la onda ( $v'$  igual a cero). Otras potenciales perturbaciones ondulatorias fueron descartadas del análisis debido a que la estructura anterior no es muy consistente en el tiempo (ver líneas discontinuas grises). Nótese el desfase en el tiempo entre las ondas seleccionadas anteriormente. En la Figura 4.5, las ondas del 23-28A y 07-11S presentan primero el cambio del viento sur a norte en los 700hPa y 24 a 36 h después en los 400 hPa, esto indica que, para estos dos casos, las ondas presentaron cierta inclinación vertical del eje de la vaguada durante su paso por Limón.

Para completar el análisis se presenta la Figura 4.6 que muestra las densidades de descargas calculadas de acuerdo con los estudios de Arce-Fernández y Amador (2020) y Amador y Arce (2022). De manera clara se observa en esa figura el desplazamiento de los núcleos máximos de descargas eléctricas de este a oeste durante el periodo de estudio. Como se nota en los ejes principales de las elipses utilizadas para identificar las descargas (como proxy de la convección y precipitación asociada a las ondas) se identifican plenamente los sistemas ondulatorios mencionados arriba no solo mostrando continuidad en espacio sino también en tiempo. Utilizando los ejes principales de las elipses como referencia se puede estimar la velocidad de propagación relativa de las ondas de manera aproximada. Un cálculo preliminar indica que estas estructuras recorrieron ~3400 km (desde los 75°O hasta los 109°O) en un tiempo promedio de 5 días, es decir que la velocidad de propagación promedio de las ondas fue de alrededor de 7° por día ( $8 \text{ m s}^{-1}$  circa). Estos valores están entre los reportados por varios autores anteriormente, como ejemplo Salinas (2006) quién indicó que las ondas en los estes que provienen de África viajan por el Atlántico hasta el MC, con una velocidad de fase promedio de  $7 \text{ m s}^{-1}$  recorriendo 6° por día, en total unos 88° durante 14.6 días, disminuyendo su amplitud en el recorrido. En cuanto a los rangos asociados al periodo de la onda, no es sencillo realizar este cálculo; sin embargo, de la Figura 4.6 podría extraerse un valor cercano a los 5,5 días (5 ondas en un periodo de 28 días, aproximadamente).

Nótese que al este de 70-75°O la convección es mínima, consistente con la rama descendente asociada a la entrada en el Caribe de la CLLJ. A juzgar por los núcleos más activos de descargas, es interesante notar que todas las ondas identificadas se intensifican alrededor de los 75°O, región donde se encuentra el máximo en niveles bajos de la CLLJ sugiriendo tal vez que la interacción de las ondas y la corriente puede deberse a las condiciones de inestabilidad barotrópica asociada a la CLLJ (Amador 1998, 2008).

#### **4.4 Propuesta conceptual de la onda en los estes durante OTREC**

Con base en las estructuras verticales, la variabilidad y co-variabilidad de los parámetros en estudio para las 4-5 ondas identificadas durante el periodo del 21A al 18S, se propone un esquema conceptual que integre las observaciones durante OTREC y el reanálisis ERA 5. A pesar de que las observaciones de OTREC y del ERA 5 podrían usarse para proponer un esquema conceptual de varios tipos de convección, por ejemplo convección poco profunda (Torres et al. 2021), este trabajo solo propone por el momento un esquema conceptual para la convección profunda. En la Figura 4.7 se muestra este esquema, donde el eje horizontal corresponde al tiempo y el eje vertical a los niveles de presión, tomando como valor central los 500 hPa. El viento hacia el sur (elipses rojas en la Figura 4.7) antecede al paso de la vaguada con circulación ciclónica indicada por la flecha curva a la derecha del viento del norte cerca de los 500 hPa. Como complemento a la estructura propuesta se presenta con elipses azules la otra parte del perfil vertical de la onda, en este caso asociada a una circulación anticiclónica (flecha curva azul arriba de los 500 hPa). Lo más importante, como lo es la convección asociada a esta onda, está representada por la velocidad vertical presente al este de la vaguada que provoca conversión de la humedad mediante el proceso de liberación de calor latente y que provoca un calentamiento de la atmósfera en niveles intermedios. A la izquierda de la Figura se presenta el perfil vertical de la temperatura en el caso del esquema de convección profunda como ha sido trabajado por Torres et al. (2021).

## 5 Conclusiones y recomendaciones

En este trabajo se estudió el paso de las ondas en los estes desde el Mar Caribe hasta el Océano Pacífico durante el proyecto OTREC en agosto y septiembre del 2019. Para ello se utilizaron los datos observados de radiosondeos, datos del reanálisis ERA 5 y datos de la red WWLLN. Con los datos observados y los de ERA 5 se analizaron los perfiles verticales medios y los campos de anomalías para la componente zonal y meridional del viento, la temperatura, la humedad específica, la velocidad vertical omega y la vorticidad relativa del 21A al 18S en San Andrés, Limón y Santa Cruz. Tanto los datos observados como los datos del reanálisis fueron homogenizados en resolución vertical y temporal para el análisis de la variabilidad y co-variabilidad coherente de parámetros en estudio. Como no se contaba con series de tiempo completas de los datos observados, éstos se complementaron con los datos del ERA5 para así poder analizar todas las estructuras ondulatorias durante el periodo mencionado anteriormente.

Con los perfiles verticales medios de la componente zonal del viento se logró identificar la estructura media de la CLLJ en las tres estaciones; para San Andrés y Limón esta corriente presenta los máximos de viento del este desde los 925 hPa hasta los 600 hPa y en el caso Santa Cruz alcanzan hasta los 850 hPa, presentando una cortante de viento menos profunda en la vertical en la del Pacífico. Los datos del ERA 5 representaron muy bien esta estructura en Limón y Santa Cruz, pero subestima los valores en San Andrés. El análisis de los campos de anomalías para la componente meridional del viento, temperatura, humedad relativa, velocidad vertical y vorticidad relativa permitió identificar la co-variabilidad de estos parámetros en la estructura vertical de las ondas en los estes, las cuales fueron unificadas mediante el esquema conceptual de la onda para el caso de convección profunda.

Con los datos de la red WWLLN, se logró observar el avance de las estructuras ondulatorias con el desplazamiento de los núcleos de las descargas eléctricas desde el Mar Caribe hasta el Océano Pacífico durante el periodo de estudio, siendo estos valores un proxy de la convección y precipitación generada por el paso de las ondas en los estes en la región. Además, se identificó que la actividad eléctrica asociada a la onda, se intensifica alrededor el núcleo de la CLLJ; esto podría deberse a la interacción entre las ondas y ese flujo, producto de la inestabilidad barotrópica asociada al gradiente meridional del flujo zonal en esa región.

Una de las principales recomendaciones para futuros trabajos es estudiar las variaciones de la componente zonal del viento con el paso de sistemas ondulatorios, ya que existe cierta alternancia en la intensidad de su magnitud que no fue posible interpretar con las estructuras ondulatorias y el resto de las variables observadas durante el periodo de estudio. Otra recomendación futura es trabajar en el esquema de la onda para el caso de convección no profunda utilizando la información generada en este estudio, ya que algunas de las estructuras ondulatorias detectadas presentaron convección que no alcanzó niveles altos y esto podría estar asociado a la CLLJ o al paso de ondas inercio-gravitacionales (Alexander 2003, Mayta y Adames 2021). Estos dos tipos de convección son importantes, aunque Giraldo-Cardenas et al. (2021) han reportado que en el análisis realizado el 50% de las ondas fue acompañado de inhibición de la precipitación y cielos despejados. Los datos del reanálisis presentaron mucha coherencia con los perfiles verticales observados, por lo que esta base de datos puede ser utilizada para el estudio futuro de otros sistemas dentro de nuestra región, entre estos las brisas de mar y tierra que muestran diferentes propiedades en la línea costera (cóncavas y lineales, por ejemplo).

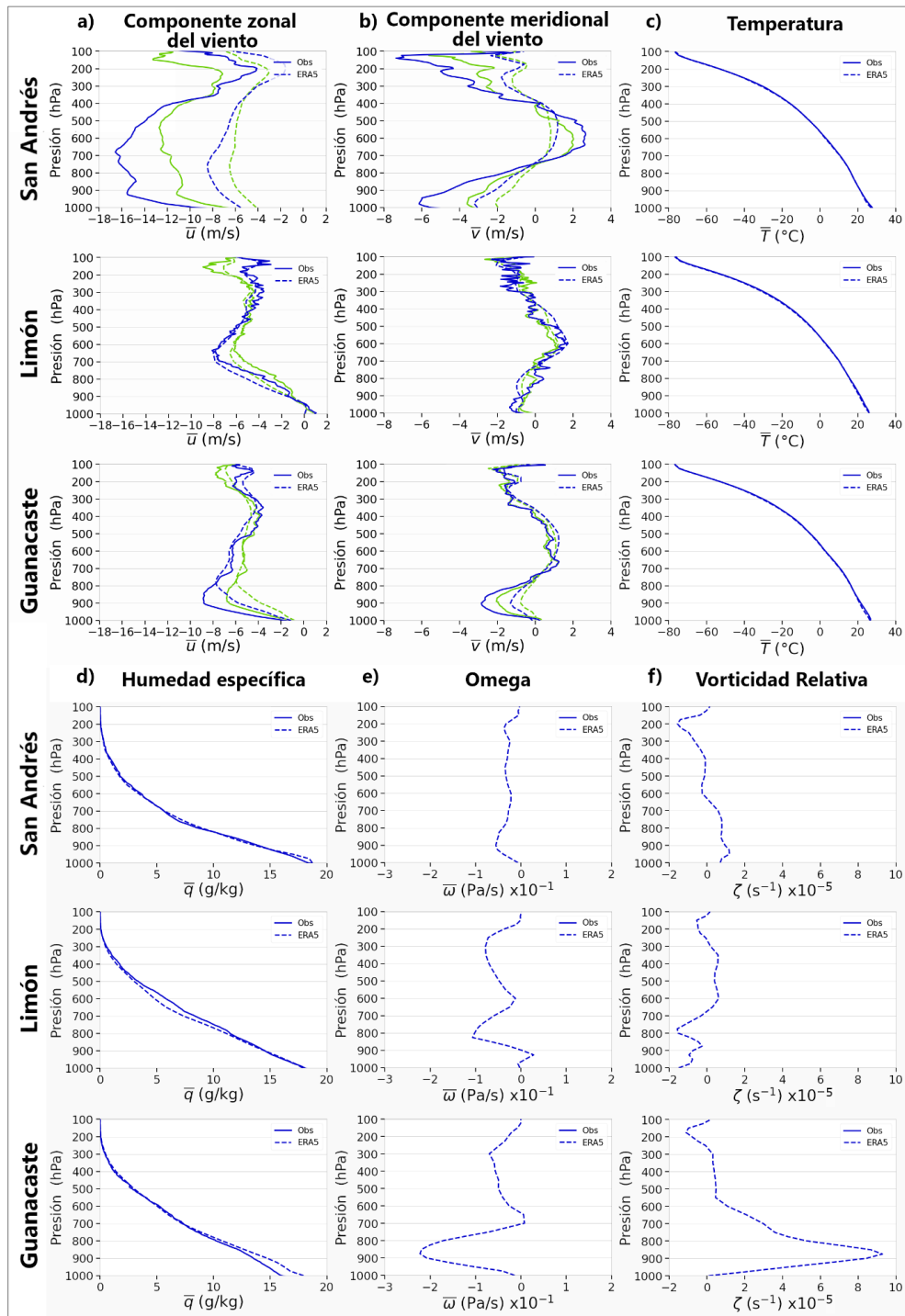


Figura 4. 3 Perfiles verticales medios de a) la componente zonal, b) la componente meridional del viento, c) la temperatura, d) la humedad específica, f) la velocidad vertical omega ( $\omega$ ) y g) la vorticidad relativa ( $\zeta$ ) desde la superficie hasta los 100 hPa para las tres estaciones. La línea continua corresponde a los datos observados y la línea discontinua a los datos de ERA 5. La línea color azul corresponde al perfil vertical medio del 21 de agosto al 18 de septiembre y la línea color verde del 21 de agosto al 30 de septiembre.

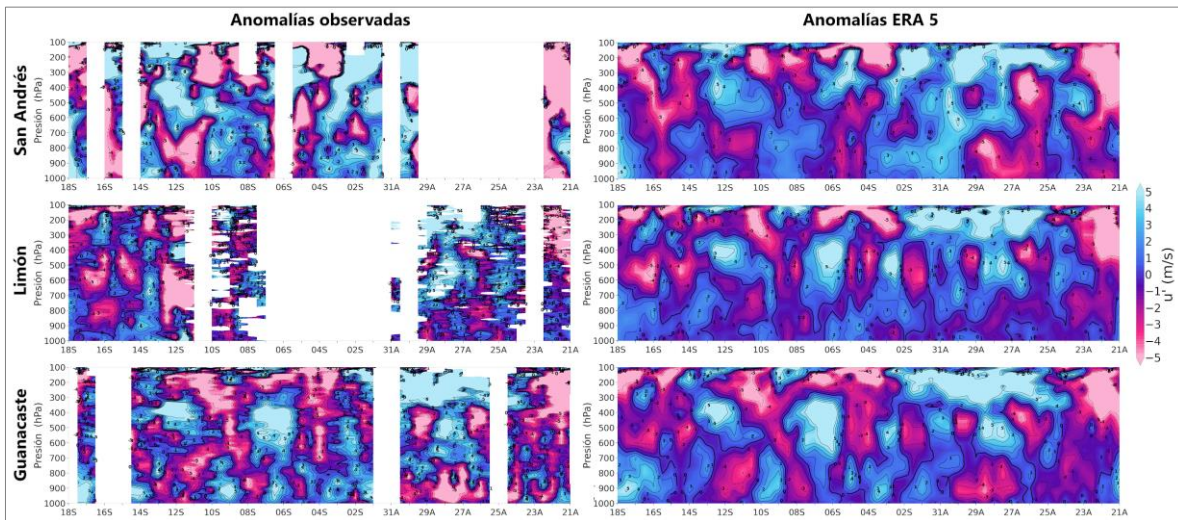


Figura 4.4. a Anomalías observadas de la componente zonal del viento (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo, cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.

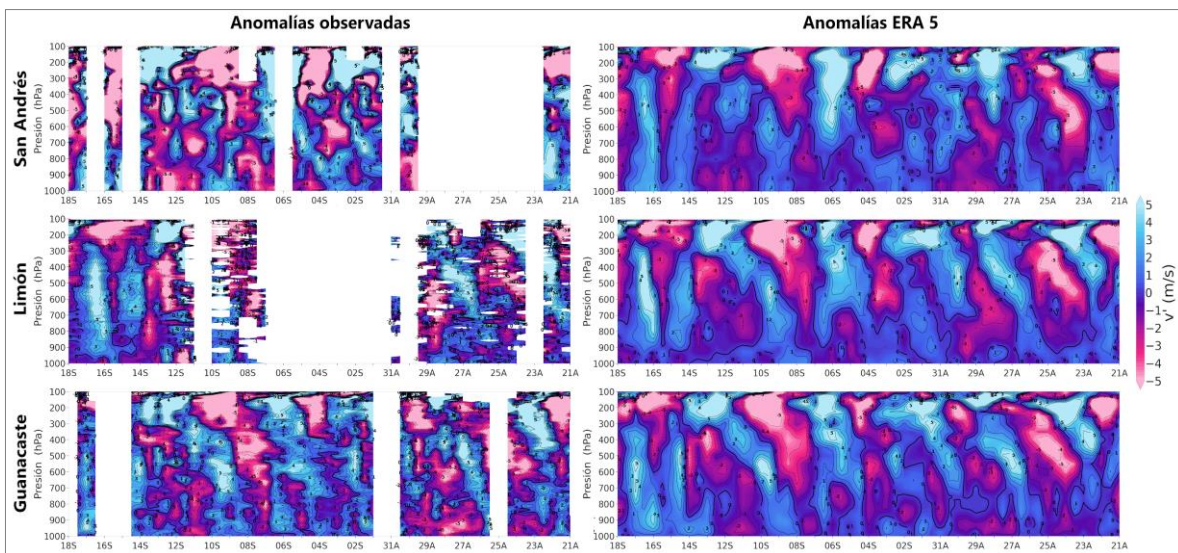


Figura 4.4. b Anomalías observadas de la componente meridional del viento (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.



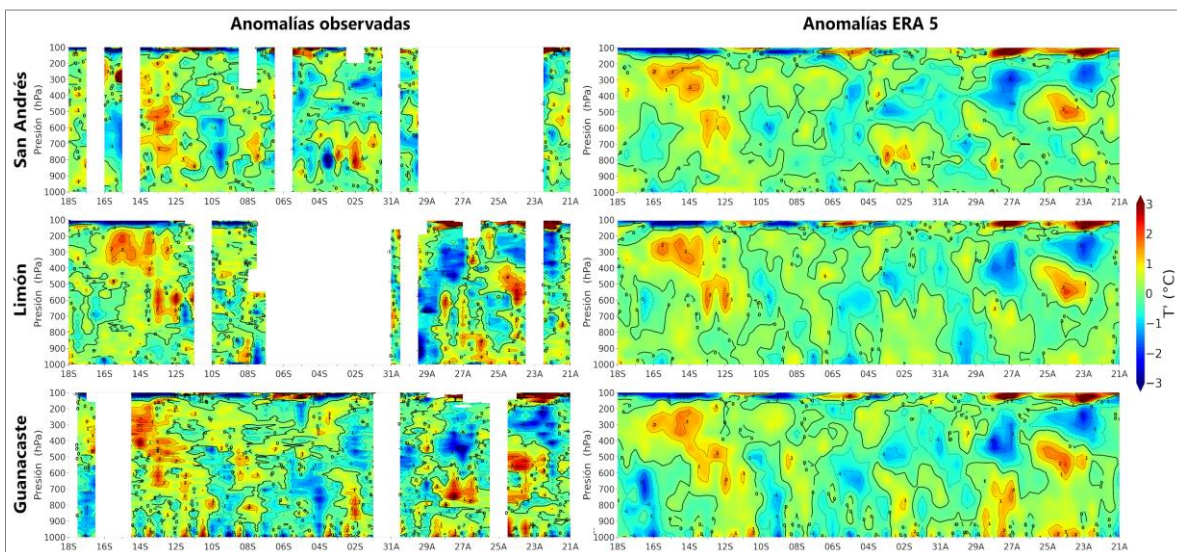


Figura 4.4. c Anomalías observadas de la temperatura (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.

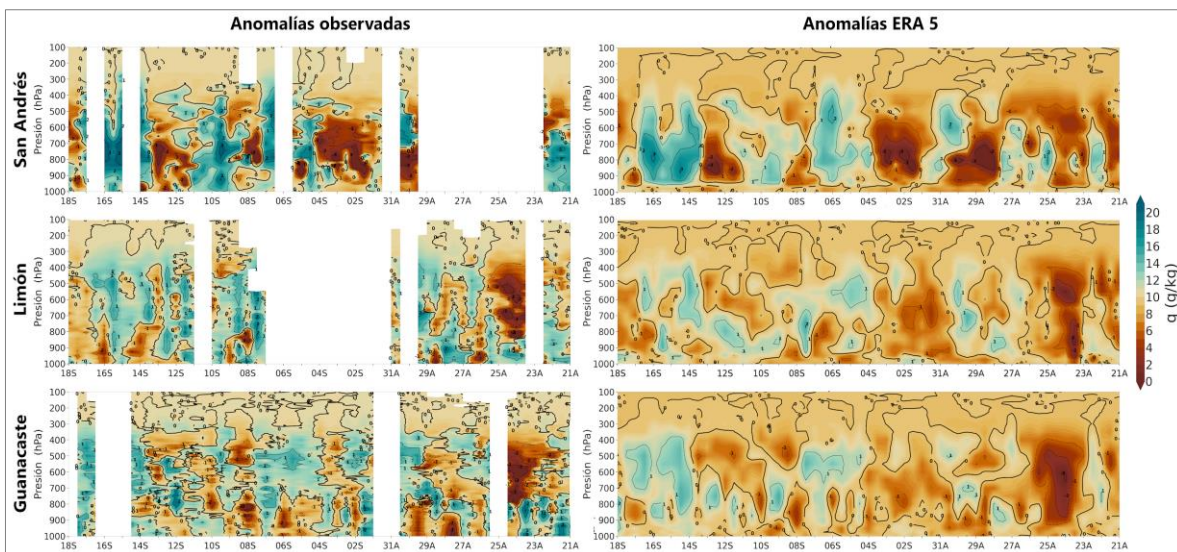


Figura 4.4. d Anomalías observadas de la humedad relativa (paneles a la izquierda) y las de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.

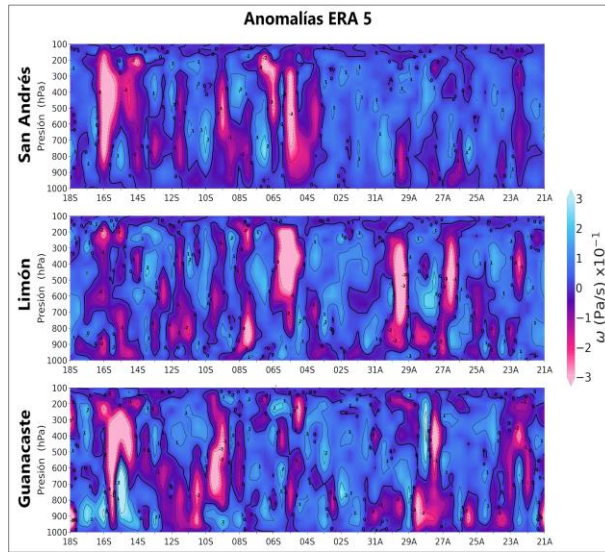


Figura 4.4. e Anomalías ERA 5 de la velocidad vertical para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.

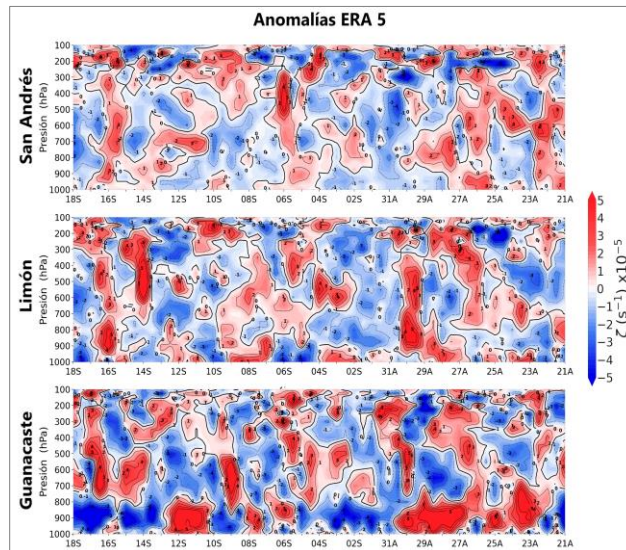


Figura 4.4. f Anomalías ERA 5 de la vorticidad para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 18 de septiembre de 2019 durante OTREC.



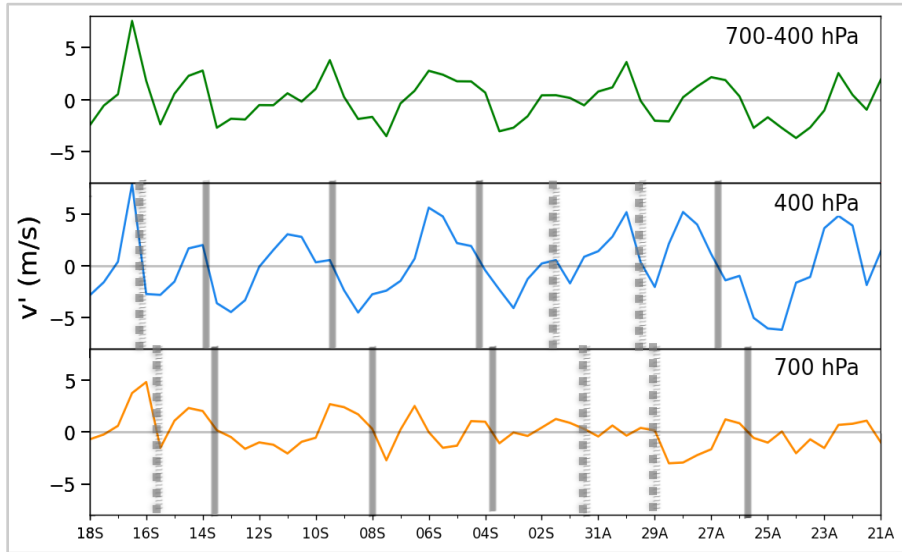


Figura 4. 5 Anomalías ERA 5 para la componente meridional del viento para Limón durante el periodo del 21 de agosto hasta 18 de septiembre en tres niveles de altura. Panel superior corresponde a la anomalía vertical media del viento meridional entre los 700-400 hPa (línea verde), panel intermedio a las anomalías en los 400 hPa (línea azul) y panel inferior a las anomalías en los 700 hPa (línea anaranjada). Las líneas verticales grises continuas señalan las ondas detectadas tanto en los 400 hPa y 700 hPa. Las líneas verticales grises discontinuas señalan posibles ondas, pero presentan una clara perturbación en el viento al nivel de los 700 hPa.

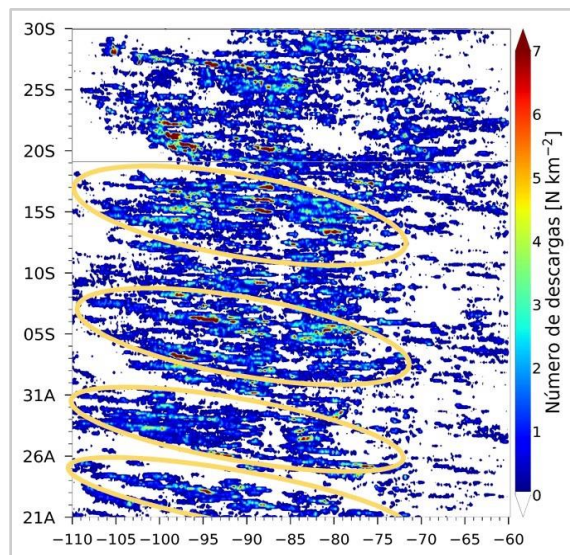


Figura 4. 6 Densidad de las descargas atmosféricas entre los 8-16°N y 60-110°O para el periodo del 21A-30S. Las elipses amarillas corresponden a las ondas en los estes que fueron identificadas.

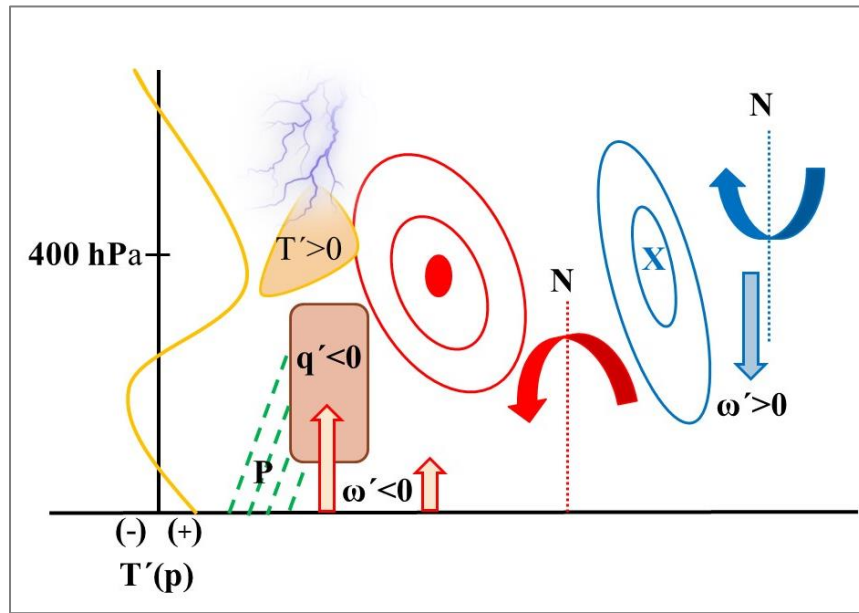


Figura 4. 7 Esquema conceptual de las ondas en los trópicos con convección profunda. El eje horizontal corresponde al tiempo y el eje vertical a los niveles de presión, centrado en los 400 hPa. Al lado este (oeste) de la vaguada predomina el viento hacia el sur (norte) señalado por elipses rojas (azules), vorticidad ciclónica (anticiclónica) por debajo (encima) de los 400 hPa señalada por la flecha curva roja (azul), el incremento de la temperatura señalado por el triángulo amarillo, la reducción de la humedad relativa señalado en el rectángulo café, ascenso (descenso) vertical flecha roja (azul), la descarga atmosférica con el rayo morado y la precipitación en líneas discontinuas verdes. A la izquierda se presenta el perfil vertical de la temperatura para la convección profunda.

## Anexo

Los campos medios de las variables en estudio se presentan en la Figura A.1.a, A.1.b, A.1.c, A.1.d, A.1.e y A.1.f.

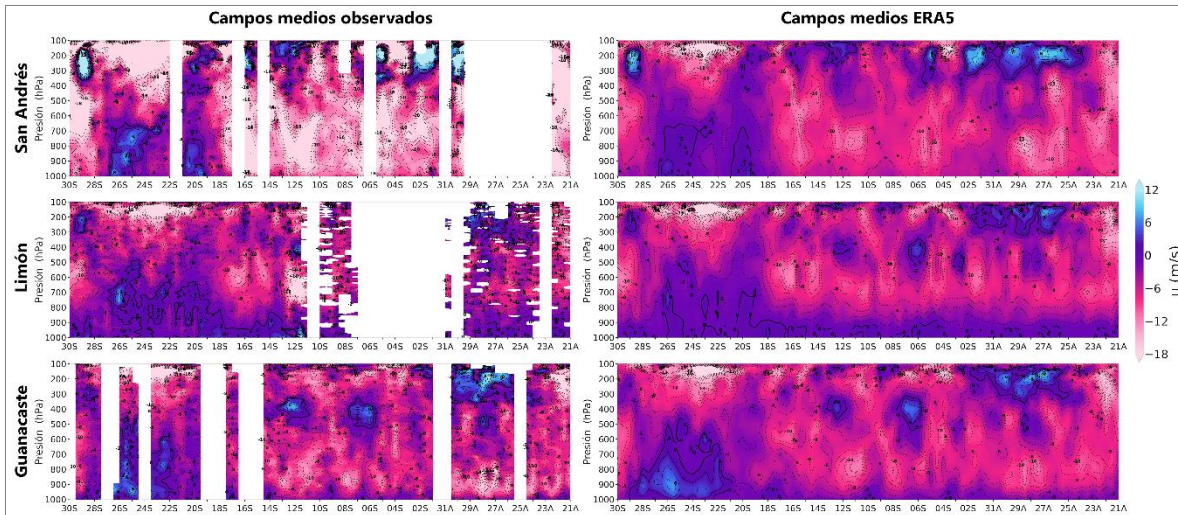


Figura A.1. a Campo medio observado de la componente zonal del viento (paneles a la izquierda) y de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo, cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.

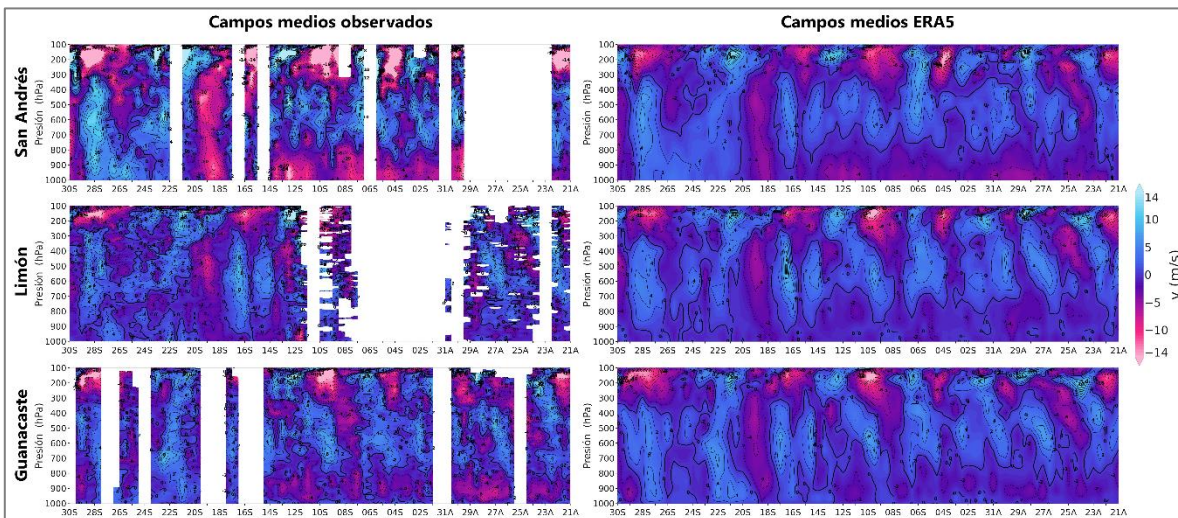


Figura A.1. b Campo medio observado de la componente meridional del viento (paneles a la izquierda) y de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.



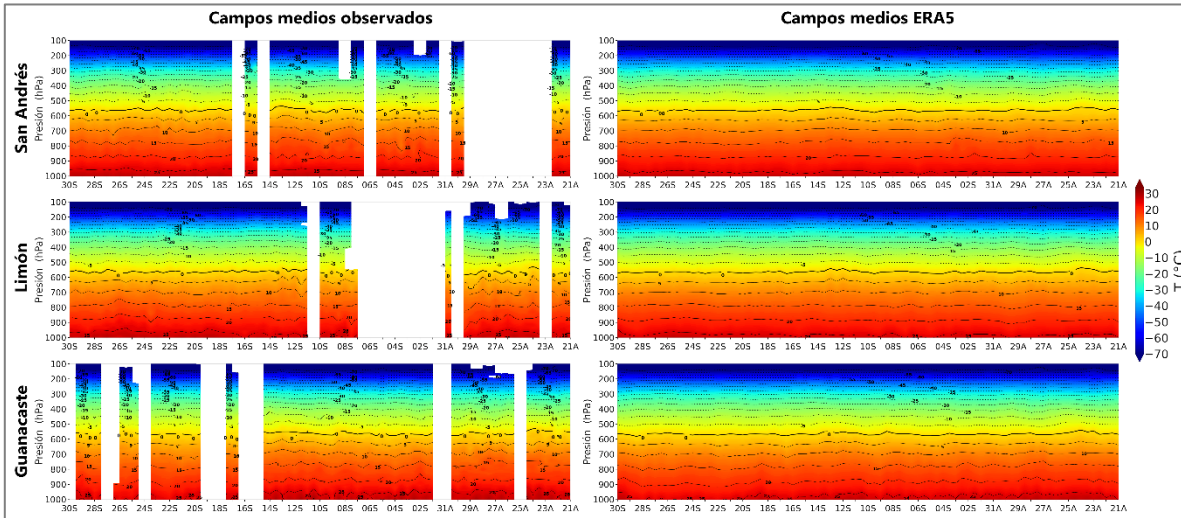


Figura A.1. c Campo medio observado de la temperatura (paneles a la izquierda) y de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.

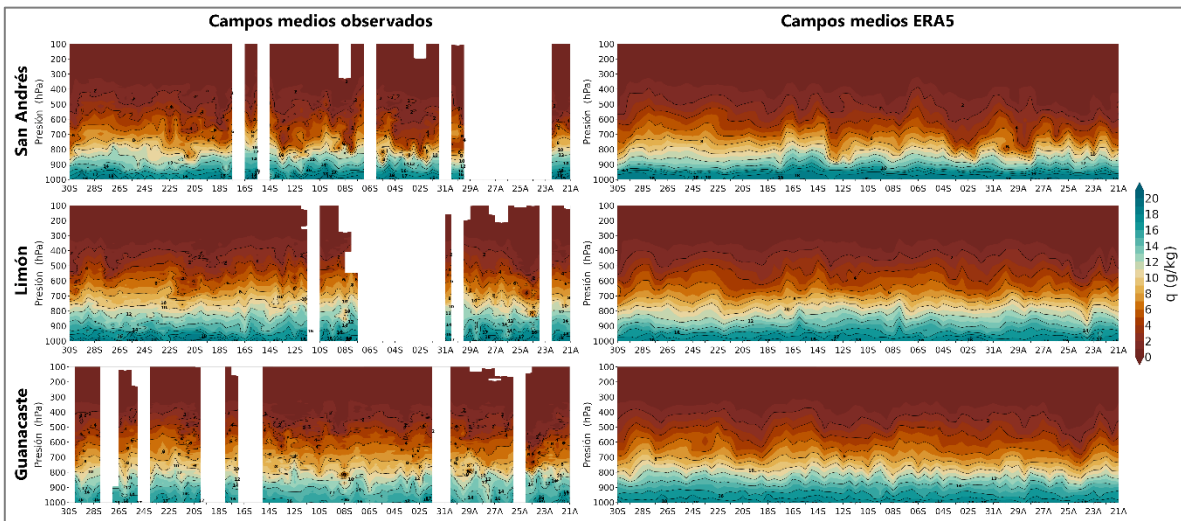


Figura A.1. d Campo medio observado de la humedad específica (paneles a la izquierda) y de ERA 5 (paneles a la derecha), para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.

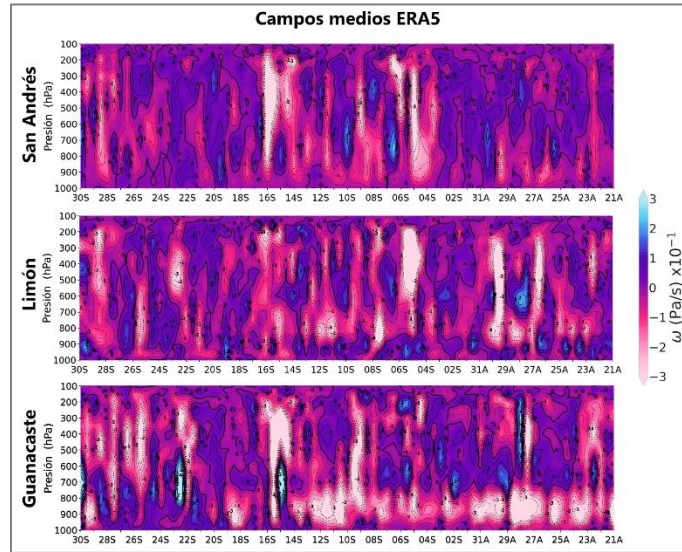


Figura A.1. e Campo medio ERA 5 de la velocidad vertical omega, para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.

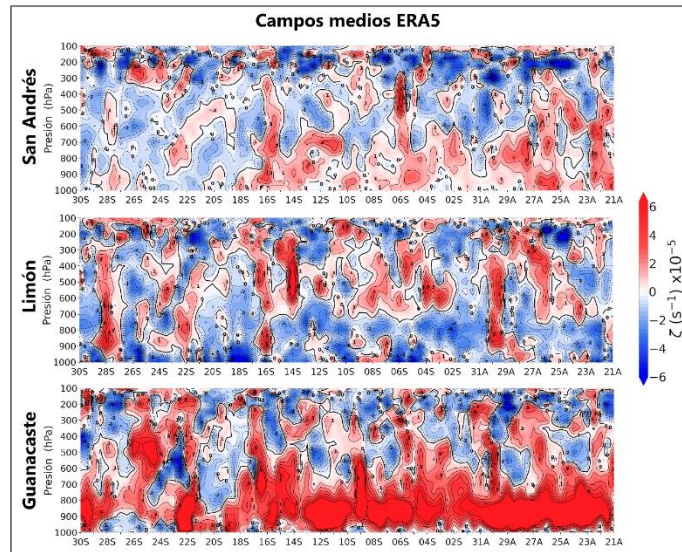


Figura A.1. f Campo medio ERA 5 la vorticidad relativa para las estaciones de San Andrés, Limón y Guanacaste de arriba hacia abajo cada 12 horas desde la superficie hasta los 100 hPa para el periodo 21 de agosto al 30 de septiembre de 2019 durante OTREC.

## Referencias

- Alexander, M. J., 2003: Parameterization of physical processes - Gravity Wave Fluxes. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, J.R. Holton, Ed., Academic Press, 1699–1705.
- Amador, J. A., 1972: Oscilaciones dominantes en la atmósfera libre sobre Costa Rica durante agosto a noviembre de 1972. *Rev. Cienc. Tec.*, **6**, 25–48.
- , 1998: A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Revista Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, **5**, 1–13.
- , 2008: The Intra-Americas Sea Low-level Jet. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **1146**, 153–188, <https://doi.org/10.1196/annals.1446.012>.
- , and F. J. Soley, 1982: Algunas características espectrales de las oscilaciones en la atmósfera sobre el oeste del Caribe. *Rev. Cienc. Tec.*, **6**, 99–130.
- , and V. Magaña, 1999: Dynamics of the low level jet over the Caribbean Sea. *In Preprints 23rd. Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, January 10–15, 1999*, Vol. 2 of, 868–869.
- , and D. Arce-Fernández, 2022: WWLLN Hot and Cold-Spots of Lightning Activity and Their Relation to Climate in an Extended Central America Region 2012–2020. *Atmosphere*, **13**, 76, <https://doi.org/10.3390/atmos13010076>.
- , R. E. Chacón, and S. Laporte, 2003: Climate and Climate Variability in the Arenal River Basin of Costa Rica. *Climate and Water*, M. Beniston, H.F. Diaz, and B.J. Morehouse, Eds., Vol. 16 of, Springer Netherlands, 317–349.
- , E. J. Alfaro, O. G. Lizano, and V. O. Magaña, 2006: Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**, 101–142, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.007>.
- , A. M. Durán-Quesada, E. R. Rivera, G. Mora, F. Sáenz, B. Calderón, and N. Mora, 2016a: The easternmost tropical Pacific. Part II: Seasonal and intraseasonal modes of atmospheric



- variability. *Revista de Biología Tropical*, **64**, 23–57, <https://doi.org/10.15517/rbt.v64i1.23409>.
- , E. R. Rivera, A. M. Durán-Quesada, G. Mora, F. Sáenz, B. Calderón, and N. Mora, 2016b: The easternmost tropical Pacific. Part I: A climate review. *Revista de Biología Tropical*, **64**, 1–22, <https://doi.org/10.15517/rbt.v64i1.23407>.
- Arce-Fernández, D., and J. A. Amador, 2020: Actividad eléctrica asociada al huracán Otto (2016) en el Mar Caribe y en el Corredor Seco Centroamericano. *Rev. Bras. Meteor.*, **36**, 01–13, <https://doi.org/10.1590/0102-77863540064>.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 77–90.
- Carlson, T. N., 1969: Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 716–726.
- Dunn, G. E., 1940: Cyclogenesis in the tropical Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **21**, 215–229.
- Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno, and J. Amador, 2017: Role of moisture transport for Central American precipitation. *Earth Syst. Dynam.*, **8**, 147–161, <https://doi.org/10.5194/esd-8-147-2017>.
- Frank, N. L., 1969: The "Inverted V" Cloud Pattern—an Easterly wave? *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 130–140.
- , 1970: Atlantic Tropical System of 1969. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 307–314.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic press, **30**.
- Giraldo-Cardenas, S., P. A. Arias, S. C. Vieira, and M. D. Zuluaga, 2022: Easterly waves and precipitation over northern South America and the Caribbean. *Intl Journal of Climatology*, **42**, 1483–1499, <https://doi.org/10.1002/joc.7315>.
- Hersbach, H., and Coauthors, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **146**, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.

- Hidalgo, H. G., A. M. Durán-Quesada, J. A. Amador, and E. J. Alfaro, 2015: The caribbean low-level jet, the inter-tropical convergence zone and precipitation patterns in the intra-americas sea: a proposed dynamical mechanism. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, **97**, 41–59, <https://doi.org/10.1111/geoa.12085>.
- Holton, J. R., 1971: A diagnostic model for equatorial wave disturbances: The role of vertical shear of the mean zonal wind. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 55–64.
- Huaman, L., E. Moloney, C. Schumacher, and G. Kiladis, 2021: Easterly Waves in the East Pacific during the OTREC 2019 Field Campaign. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **78**, 4071–4088, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-21-0128.1>.
- Jenkins, M. A., 1995: The Cold-Core Temperature Structure in a Tropical Easterly Wave. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1168–1177, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<1168:TCCTSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<1168:TCCTSI>2.0.CO;2).
- Krishnamurti, T., and D. Baumhefner, 1966: Structure of a tropical disturbance based on solutions of a multilevel baroclinic model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **5**, 396–406.
- Lindzen, R. S., and T. Matsuno, 1968: On the nature of large scale wave disturbances in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 215–220, [https://doi.org/10.2151/jmsj1965.46.3\\_215](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.46.3_215).
- Magaña, V., J. A. Amador, and S. Medina, 1999: The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, **12**, 1577–1588, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2).
- Maldonado, T., A. Rutgersson, E. Alfaro, J. Amador, and B. Claremar, 2016: Interannual variability of the midsummer drought in Central America and the connection with sea surface temperatures. *Adv. Geosci.*, **42**, 35–50, <https://doi.org/10.5194/adgeo-42-35-2016>.
- , E. Alfaro, J. Amador, and A. Rutgersson, 2018a: Regional precipitation estimations in Central America using the Weather Research and Forecast model. *Revista de biologia tropical*, **66**, S231–S254, <https://doi.org/10.15517/rbt.v66i1.33303>.

- , E. J. Alfaro, and H. G. Hidalgo, 2018b: A review of the main drivers and variability of Central America's Climate and seasonal forecast systems. *Rev. Biol. Trop.*, **66**, 153–175, <https://doi.org/10.15517/rbt.v66i1.33294>.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43, [https://doi.org/10.2151/jmsj1965.44.1\\_25](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.44.1_25).
- Mayta, V. C., and Á. F. Adames, 2021: Tow-Day Westward-Propagating Inertio-Gravity Waves during GoAmazon. *Journal of the Atmospheric Sciences*, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0358.1>.
- Merritt, E. S., 1964: Easterly Waves and Perturbations, a Reappraisal. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 367–382, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1964\)003<0367:EWAPAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1964)003<0367:EWAPAR>2.0.CO;2).
- Molinari, J., D. Knight, M. Dickinson, D. Vollaro, and S. Skubis, 1997: Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2699–2708, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<2699:PVEWAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<2699:PVEWAE>2.0.CO;2).
- Mora, N., J. A. Amador, E. R. Rivera, and T. Maldonado, 2020: A Sea Breeze Study during Ticosonde-NAME 2004 in the Central Pacific of Costa Rica: Observations and Numerical Modeling. *Atmosphere*, **11**, 1333, <https://doi.org/10.3390/atmos11121333>.
- Muñoz, E., A. J. Busalacchi, S. Nigam, and A. Ruiz-Barradas, 2008: Winter and Summer Structure of the Caribbean Low-Level Jet. *J. Climate*, **21**, 1260–1276, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1855.1>.
- Quirós, E., and H. G. Hidalgo, 2016: Interacción de la Zona de Convergencia Intertropical del Pacífico Este con Sistemas tropicales. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **15**, 33–47.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317–333.
- Regula, H., 1936: Barometrische Schwankungen und Tornados an der Westküste von Afrika. *Ann. Hydro.*, **64**, 107–111.

- Riehl, H., 1945: Waves in the easterlies and the polar front in the tropics. *Dept. of Meteor. Univ. Chicago, Report 17*, 79.
- , 1948: Jet stream in upper troposphere and cyclone formation. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **29**, 175–186.
- Salinas, J. A., 2006: Dinámica de las ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe. Ph. D. Thesis. Universidad Nacional Autónoma de México. México DF (In Spanish).
- Sentic, S., 2020: Upper-air Measurements at Santa Cruz, Costa Rica. *UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory*, **Version 1.0**, <https://doi.org/10.26023/1YXF-N0Q1-VJ0C>.
- Serra, Y., G. N. Kiladis, and M. F. Cronin, 2008: Horizontal and vertical structure of easterly waves in the Pacific ITCZ. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65**, 1266–1284, <https://doi.org/10.1175/2007JAS2341.1>.
- , G. N. Kiladis, and K. I. Hodges, 2010: Tracking and Mean Structure of Easterly Waves over the Intra-Americas Sea. *J. Climate*, **23**, 4823–4840, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3223.1>.
- , X. Jiang, B. Tian, J. Amador, E. Maloney, and G. Kiladis, 2014: Tropical Intraseasonal Modes of the Atmosphere. *Annu. Rev. Environ. Resour.*, **39**, 189–215, <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-020413-134219>.
- , D. J. Gochis, A. M. Durán-Quesada, B. Lintner, and D. Adams, 2020: Radiosonde Data from Limon, Costa Rica. *UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory*, **Version 1.1**, <https://doi.org/10.26023/9KHX-9BBH-TX0E>.
- Spilhaus, A. F., 1950: Progress in Meteorological Instrumentation, 1920–1950. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **31**, 358–364, <https://doi.org/10.1175/1520-0477-31.10.358>.
- Torres, V. M., C. D. Thorncroft, and N. M. J. Hall, 2021: Genesis of Easterly Waves over the Tropical Eastern Pacific and the Intra-Americas Sea. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **78**, 3263–3279, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0389.1>.

- Visher, S. S., 1925: Tropical cyclones and the dispersal of life from island to island in the Pacific. *The American Naturalist*, **59**, 70–78.
- Voemel, H., 2019: NCAR/EOL AVAPS Dropsonde QC Data. Version 1.0. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory.
- Wang, C., and D. B. Enfield, 2001: The Tropical Western Hemisphere Warm Pool. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1635–1638, <https://doi.org/10.1029/2000GL011763>.
- , and ———, 2003: A Further Study of the Tropical Western Hemisphere Warm Pool. *J. Climate*, **16**, 1476–1493, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2).
- Whitaker, J. W., and E. D. Maloney, 2020: Genesis of an East Pacific Easterly Wave from a Panama Bight MCS: A Case Study Analysis from June 2012. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **77**, 3567–3584, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0032.1>.
- Widger, W. K., 1960: *Examples of Project Tiros Data and Their Practical Meteorological Use*. Armed Services Technical Information Agency,.
- Wilhelm, S., G. Stober, and P. Brown, 2019: Climatologies and long-term changes in mesospheric wind and wave measurements based on radar observations at high and mid latitudes. *Ann. Geophys.*, **37**, 851–875, <https://doi.org/10.5194/angeo-2019-51>.
- Yanai, M., and T. Nitta, 1967: Computation of Vertical Motion and Vorticity in a Caribbean Easterly Wave. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 444–465.
- Zarate, E., 2014: Influencia de las masas invernales de aire frío sobre el Chorro de Bajo Nivel del Caribe y sus ramas. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **13**, 19–40.