

Universidad del Valle de Guatemala

Facultad de Ciencias y Humanidades



Análisis climático del impacto ambiental por siembra de palma africana en la región Franja Transversal del Norte utilizando un modelo climático regional.

Trabajo de graduación presentado por
Rodrigo Javier Albizures López
para optar al grado académico
de Licenciado en Física

Guatemala,

2020

Universidad del Valle de Guatemala

Facultad de Ciencias y Humanidades



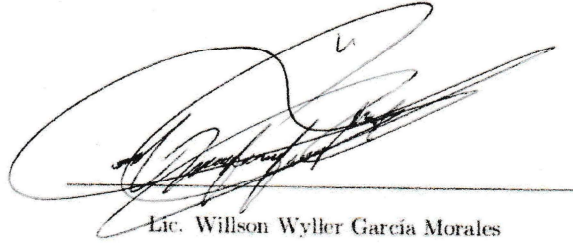
Análisis climático del impacto ambiental por siembra de palma africana en la región Franja Transversal del Norte utilizando un modelo climático regional.

Trabajo de graduación presentado por
Rodrigo Javier Albizures López
para optar al grado académico
de Licenciado en Física

Guatemala,

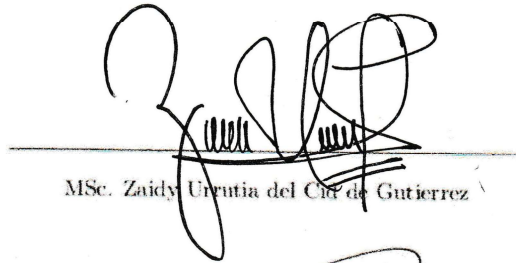
2020

Vo.Bo.:

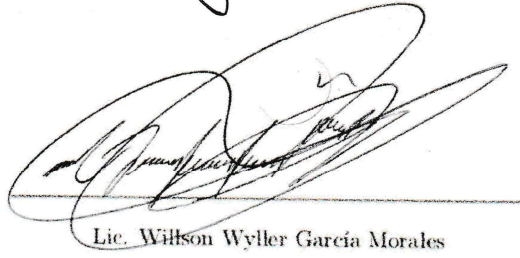


Lic. Willson Wyller García Morales

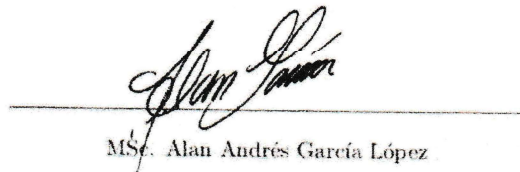
Tribunal Examinador:



MSc. Zaidy Urentia del Cid de Gutierrez



Lic. Willson Wyller García Morales



MSc. Alan Andrés García López

Fecha de aprobación:

Guatemala, Julio de 2020

Dedicatoria y agradecimientos

Le dedico esta tesis a mi papá, Pablo Arnoldo Albizures Ardón, quien en el poco tiempo que estuvo conmigo, me enseñó que la autosuperación es una de las mayores satisfacciones en esta vida, que una acción vale más que mil palabras, que siempre hay que aprovechar los buenos momentos de la vida por efímeros que sean, que todo esfuerzo tiene su recompensa. Por tu amor, sacrificio y dedicación a tu familia, hoy estoy terminando una gran etapa de mi vida, y espero que con tu ejemplo pueda llegar aún más lejos. Te llevaré siempre en mi memoria, en mis acciones y mis éxitos. Gracias por todo.

A mi mamá, Livia del Carmen López Sandoval, que me enseñó que no existen sacrificios grandes cuando se trata de las personas que uno ama y aprecia, por tu gran apoyo en todas las decisiones que he tomado, por tus consejos, por tu gran cariño y amor que nos has dado a mi hermana y a mí. No puedo agradecerte lo suficiente por brindarme la educación que me ha guiado hasta este punto y más allá.

A Sebastián Ignacio Genovez Santos, por haberme acompañado siempre a lo largo de varias etapas de mi vida, te agradezco por considerarme tu hermano, por tu gran lealtad, apoyo y por todos estos años de recuerdos, que espero, solo sean el principio.

A Jorge Palacios, quien me ha tratado como a un hijo y me introdujo al mundo de las ciencias. Muchas gracias profesor por su paciencia, sus consejos, su amabilidad, apoyo, confianza y buenos deseos. Es por su guía que he llegado tan lejos.

A mis abuelos: Pablo Alvizures, Laura Ardón, Fabio López e Irma Sandoval, que en paz descansan.

A mis tíos y tías: Ana Lucrecia Albizurez, Otto Alvizuris, Sandra García, Roberto Sierra, Marta Albizurez, Fabiola López, Marialba Ramírez, Edda López, Ángel César Ramírez, Carlos Valdés y Carolina Sandoval.

A mis primos y familiares: Mariliss Alvizuris, Anita Alvizuris, Cristian Alvizuris, Laurie Peralta, Luis José Sierra, Melissa Estrada, Eileen Carpio, Luis Aroldo Dighero, Ana Luisa Dighero,

Otto Castañeda, Marcia Alvarado, Ximena Sabbagh, Ligia Stearman, Robert Stearman, Juan Carlos Valdés, Michelle Valdés, Erick Berganza, Rocío Valdés, Julio Sandoval, Melissa Ramírez y Rebeca Ramírez.

A mis sobrinos: Luca Dighero, Mateo Dighero, Lia Dighero, Isabela Alvizuris, Dominic Sierra, Fernando Castañeda, Ana Sofía Berganza, Adriana Berganza, Sara Stearman y Thiago Stearman. Espero que esto sea un ejemplo para todos ustedes de que la dedicación y esfuerzo a lo que los apasiona los llevará lejos.

A mis amigos que hice en la universidad: Marcos Gutierrez, Paolo Marsicovetere, Max Méndez, Pedro Valdés, Felipe Ramírez, Ana Lucía Vásquez, Estafani Quezada, Mariana Pira, Marcela Morales, Paola Ortiz, Michelle Bloomfield, Rodrigo Alvarado, Carlos Arroyave, Javier Ramos, Sebastián Recinos, Derick Ramírez, Rafael Fortuny, Roberto Corado, Sergio Polanco y Pablo Palacios. Les agradezco por estos buenos 4 años que siempre recordaré. No saben cuánto he cambiado gracias a ustedes.

A mis amigos: José Vicente Genovez, Sofía Genovez, Melvin Franco, Herberth Franco, Lucía Díaz, Fernando Díaz, Danyel Tress, Christopher Tress y Christian Tress.

A mis catedráticos: Zaida Urrutia, Silvio Urizar, Sussane Zuñiga, Diego Porres, Lynette García, Anibal Vargas, Eugenio Aristondo, Juan Ponciano, Pedro Aguilar, Nancy Zurita, Irene Aguilar, José Manuel Dorval, María Eugenia Contreras, Eduardo Rubio, Magda Mendizabal, Mario Castillo, Daniel Ariano, Adrian Licht y Olga Castellanos.

Agradezco a mi asesor Willson García por toda su ayuda, paciencia, buena actitud y buenos deseos que mantuvo conmigo durante este trabajo de investigación. Por enseñarme tanto en tan poco tiempo.

A Diego Incer del Centro de Estudios Ambientales y Biológicos de UVG por su gran ayuda, disponibilidad, buena voluntad y apoyo para enseñarme a manejar el software de ArcMap, que fue de gran utilidad para la elaboración de este trabajo.

A Diana Gutierrez por su apoyo, paciencia, voluntad para ayudar y guía al momento de obtener datos sobre el uso de suelo en Guatemala destinado a la siembra de palma africana, que fueron de vital importancia para la elaboración de esta investigación.

Índice de contenido

Lista de figuras	vii
Lista de cuadros	ix
Resumen	xi
1 Introducción	1
2 Objetivos	3
2.1 Objetivos generales	3
2.2 Objetivos específicos	3
3 Justificación	5
4 Antecedentes	7
5 Conceptos físicos	9
5.1 Composición de la atmósfera	9
5.2 Propiedades físicas del aire	10
5.3 Equilibrio hidrostático	13
5.4 Ecuación de movimiento para un fluido sin rotación	15
5.4.1 Leyes de movimiento	15
5.4.2 Conservación de masa	18
5.4.3 Ecuación termodinámica	20
5.5 Ley cero de termodinámica y transporte de calor	21
5.6 Transporte de energía y presupuesto a gran escala de energía atmosférica	22
5.7 Efecto Coriolis	25
6 Modelo Regional Climático (RegCM)	29
6.1 RegCM4	29
6.1.1 Esquemas de radiación	30
6.1.2 Esquemas de superficie terrestre	31
6.1.3 Esquemas de precipitación	32
6.2 ERA-Interim	36

7	Palma africana y regiones climáticas de Guatemala	41
7.1	Palma Africana	41
7.2	Regiones climáticas de Guatemala	47
8	Metodología	53
9	Resultados	55
9.1	Climatología en Franja Transversal del Norte	55
9.2	Anomalía climática	61
9.3	Comparación con datos observados	73
9.4	Relación entre hectáreas de palma y clima	84
10	Conclusiones	89
11	Recomendaciones	91
12	Bibliografía	93

Lista de figuras

5.1 Presión de vapor saturado e_s (mbar) en función de T ($^{\circ}\text{C}$).	12
5.2 Perfil de temperatura vertical para el " <i>US standard atmosphere</i> " a 40°	13
5.3 Una columna vertical de aire de densidad ρ , área transversal δA y altura δz	14
5.4 Fuerzas de gradiente de presión actuando sobre un paquete fluido sobre las paredes A y B	16
5.5 Masa de un fluido contenido por un volumen arreglado, $\rho \delta x \delta y \delta z$	19
5.6 Sistemas en equilibrio térmico.	21
5.7 Diagrama del efecto Coriolis.	25
7.1 Cultivo de palma africana.	42
7.2 Zona de siembra de palma africana.	43
7.3 Productos que se hacen utilizando el aceite de palma	44
7.4 Cobertura de palma africana en 2006.	45
7.5 Cobertura de palma africana en 2010.	45
7.6 Tendencia del crecimiento de la superficie cubierta por palma africana en Guatemala. Periodo 2003-2010.	46
7.7 Cobertura de palma africana en Guatemala para el año 2017.	46
7.8 Regiones climáticas de Guatemala.	48
7.9 Departamento de Alta Verapaz	49
7.10 Departamento de Huehuetenango	50
7.11 Departamento de Quiché	51
9.1 Climatología de temperatura media en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016	55
9.2 Climatología de temperatura media a resoluciones de 20 km y 15 km	55
9.3 Climatología de acumulado de lluvia anual en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016	56
9.4 Climatología de acumulado de lluvia a resoluciones de 20 km y 15 km	56
9.5 Climatología de humedad relativa en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016 .	57
9.6 Climatología de humedad relativa a resoluciones de 20 km y 15 km	58
9.7 Climatología de humedad del suelo en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016	58
9.8 Climatología de humedad del suelo a resoluciones de 20 km y 15 km	59
9.9 Climatología de viento zonal en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016 . . .	59

9.10 Climatología de viento zonal a resoluciones de 20 km y 15 km	60
9.11 Climatología de viento meridional en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016	60
9.12 Climatología de viento meridional a resoluciones de 20 km y 15 km	61
9.13 Anomalía de temperatura media en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996 .	62
9.14 Anomalía de temperatura media en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006 .	62
9.15 Anomalía de temperatura media en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016 .	62
9.16 Anomalía de temperatura media a resoluciones de 20 km y 15 km	63
9.17 Anomalías de acumulado de lluvia en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996	64
9.18 Anomalías de acumulado de lluvia en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006	64
9.19 Anomalías de acumulado de lluvia en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016	64
9.20 Anomalía de acumulado de lluvia a resoluciones de 20 km y 15 km	65
9.21 Anomalías de humedad relativa en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996 . .	65
9.22 Anomalías de humedad relativa en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006 . .	66
9.23 Anomalías de humedad relativa en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016 . .	66
9.24 Anomalía de humedad relativa a resoluciones de 20 km y 15 km	66
9.25 Anomalías de humedad del suelo en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996 .	67
9.26 Anomalías de humedad del suelo en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006 .	68
9.27 Anomalías de humedad del suelo en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016 .	68
9.28 Anomalías de humedad del suelo a resoluciones de 20 km y 15 km	68
9.29 Anomalías de viento zonal en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996	69
9.30 Anomalías de viento zonal en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006	70
9.31 Anomalías de viento zonal en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016	70
9.32 Anomalía de viento zonal a resoluciones de 20 km y 15 km	70
9.33 Anomalías de viento meridional en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996 . .	71
9.34 Anomalías de viento meridional en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006 . .	72
9.35 Anomalías de viento meridional en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016 . .	72
9.36 Anomalía de viento meridional a resoluciones de 20 km y 15 km	72
9.37 Comparación de temperatura media en Cahabón de los datos observados y simula- ciones	74
9.38 Error estadístico de temperatura media entre simulaciones y datos de estación de Cahabón	74
9.39 Comparación de acumulado de lluvia en Cahabón con los datos observados y simu- laciones	75
9.40 Error estadístico de acumulado de lluvia entre simulaciones y datos de estación de Cahabón	76
9.41 Comparación de temperatura media en Cobán de los datos observados y simulaciones	77

9.42	Error estadístico de temperatura media entre simulaciones y datos de estación de Cobán	77
9.43	Comparación de acumulado de lluvia en Cobán de los datos observados y simulaciones	78
9.44	Error estadístico de acumulado de lluvia entre simulaciones y datos de estación de Cobán	78
9.45	Comparación de temperatura media en Nebaj de los datos observados y simulaciones	79
9.46	Error estadístico de temperatura media entre simulaciones y datos de estación de Nebaj	79
9.47	Comparación de acumulado de lluvia en Nebaj de los datos observados y simulaciones	80
9.48	Error estadístico de acumulado de lluvia entre simulaciones y datos de estación de Nebaj	81
9.49	Comparación de temperatura media en Panzós de los datos observados y simulaciones	82
9.50	Error estadístico de temperatura media entre simulaciones y datos de estación de Panzós	82
9.51	Comparación de acumulado de lluvia en Panzós de los datos observados y simulaciones	83
9.52	Error estadístico de acumulado de lluvia entre simulaciones y datos de estación de Panzós	83
9.53	Relación de temperatura media en simulaciones y la siembra de palma africana . .	85
9.54	Relación de precipitación en simulaciones y la siembra de palma africana	85
9.55	Relación de humedad relativa en simulaciones y la siembra de palma africana . . .	86
9.56	Relación de humedad del suelo en simulaciones y la siembra de palma africana . .	86
9.57	Relación de velocidad del viento zonal en simulaciones y la siembra de palma africana	87
9.58	Relación de velocidad del viento meridional en simulaciones y la siembra de palma africana	88

Lista de tablas

5.1	Constitución de la atmósfera.	9
5.2	Algunos números atmosféricos.	10
5.3	Propiedades del aire seco a temperatura y presión estándar.	11
9.1	Correlación y error cuadrático medio de temperatura media	74
9.2	Correlación y error cuadrático medio de acumulado de lluvia	75
9.3	Correlación y error cuadrático medio de temperatura media	76
9.4	Correlación y error cuadrático medio de acumulado de lluvia	78
9.5	Correlación y error cuadrático medio de temperatura media	80
9.6	Correlación y error cuadrático medio de acumulado de lluvia	81
9.7	Correlación y error cuadrático medio de temperatura media	82
9.8	Correlación y error cuadrático medio de acumulado de lluvia	84

Resumen

Esta investigación tiene como objetivo utilizar el modelo RegCM (Regional Climate Model) y sus ecuaciones físico-atmosféricas para realizar una simulación de la climatología de la región Franja Transversal del Norte en Guatemala y generar un análisis de este. Los objetivos específicos consisten en comparar los resultados obtenidos de las simulaciones con los datos de las estaciones climatológicas del INSIVUMEH para determinar si el modelo es capaz de generar datos que se ajusten a la realidad y analizar el impacto climático de la palma africana en esta región climática según los datos generados por RegCM.

El modelo RegCM consiste en un software que recibe archivos de entrada con parámetros de resolución espacial, coordenadas, fechas, esquemas de precipitación, entre otros para realizar simulaciones de la climatología de una región específica; en este caso la Franja Transversal del norte. De una simulación previa hecha por el Instituto de Sismología, Vulcanología Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH) a una resolución de 25 km, se anidaron dos simulaciones a resoluciones de 15 y 20 km con el esquema de precipitación de Tiedtke para simular la temperatura media, tasa de precipitación, humedad relativa, humedad del suelo, velocidad de viento zonal y meridional en el intervalo de tiempo de 1987 a 2016.

Con estos datos generados se realizaron mapas con los promedios temporales de cada una de estas variables, series de tiempo, anomalías climáticas y comparaciones datos de 4 estaciones climáticas del INSIVUMEH que contaban con datos de temperatura y acumulado de lluvia; que son las variables de más interés debido a su impacto directo en la vegetación de la zona. También se realizaron comparaciones del comportamiento de estas 6 variables climáticas con las hectáreas de palma africana al Norte y Noreste del país.

Finalmente, se logró cumplir el objetivo principal de esta tesis al realizar las dos simulaciones a resoluciones de 15 y 20 km de la climatología en esta región utilizando como base una reducción dinámica de una investigación realizada por INSIVUMEH a una resolución de 25 km. También se concluyó que la palma africana por sí sola no afecta el comportamiento de la temperatura, precipitación, humedad relativa y humedad del suelo, excepto la velocidad del viento de forma indirecta, con una tendencia a incrementar su velocidad en los últimos años de la investigación; correspondientes de 2012 a 2016 aproximadamente, que coinciden con una gran expansión de la palma africana.

1 Introducción

La predicción del clima consiste en utilizar modelos físicos para modelar el comportamiento de las interacciones entre los sistemas de la atmósfera, la superficie terrestre y el océano. Estos modelos se han hecho más complejos al considerar más factores, como la radiación, cantidad de emisión de gases de efecto invernadero, intercambio de masa y energía entre sistemas, convección de nubes, variación de presión, composición de la atmósfera y otros factores.

El acoplamiento de estos esquemas ha permitido realizar simulaciones climáticas con mayor precisión conforme ha avanzado la tecnología y el modelado de estos esquemas. Esto es de utilidad para obtener predicciones de la precipitación, temperatura, humedad, radiación y otras variables en una zona de interés. La información se puede utilizar en agricultura para estimar la rentabilidad de cultivos según las condiciones climáticas de la zona, en sistemas de prevención en caso de inundaciones o sequías, en antropología para conocer las condiciones climáticas del futuro a las que se afrontará la población debido al cambio climático, por mencionar algunos ejemplos.

Estas simulaciones también han avanzado a pasos agigantados debido al avance tecnológico. Antes era necesario de semanas para lograr simular el clima de un mes, mientras que con los procesadores de hoy en día es posible simular décadas de clima en unas semanas. Todos los esquemas que utilizan los modelos físicos se resuelven de forma numérica en computadoras debido a que en estos dispositivos los cálculos complejos son casi inmediatos y porque se generan gigabytes de información; estos datos hechos a mano podrían tomar años y los resultados podrían ocupar cientos de libros.

En Guatemala, una aplicación de los modelos climáticos es predecir el clima del país debido a que gran parte de su economía depende del sector agrícola, una actividad que es muy sensible al clima. Con estos modelos es posible estimar las condiciones climáticas para saber qué cultivos aportarán más ganancias, qué regiones tienen condiciones aptas para cierto tipo de cultivo o en qué épocas del año se pueden realizar siembras y cosechas.

2 Objetivos

2.1 Objetivos generales

Utilizar el modelo RegCM para replicar la climatología de la región Franja Transversal del Norte.

2.2 Objetivos específicos

- Comparar los resultados obtenidos de las simulaciones con datos reales de las estaciones climatológicas de INSIVUMEH para determinar si el modelo es capaz de generar datos que se ajusten a la realidad.
- Estudiar posibles efectos ambientales de la palma africana sembrada en la región Franja Transversal del Norte.

3 Justificación

Guatemala es un país rico en biodiversidad y recursos naturales. El uso del suelo en este país es óptimo para varias actividades agrícolas; principalmente a la ganadería y cultivo para consumo humano. Guatemala es conocido también por los monocultivos de café que se da en las regiones de Acatenango, Antigua Guatemala, Atitlán, Cobán, Fraijanes, Huehuetenango, Oriente y San Marcos (Guzman, 2016), y la caña de azúcar que se da principalmente en los departamentos de Escuintla, Santa Rosa, Retalhuleu y Suchitepéquez (SIB, 2016).

Gran parte de estos monocultivos pertenecen al sector privado y poco a poco van reduciendo el área de tierra que va destinado a la siembra de otros cultivos para la subsistencia de las personas en la región u otro tipo de actividades que son de vital importancia y, en algunos casos, la única fuente de ingresos y alimentación para la mayoría de la población del país, cuya principal fuente de ingreso radica en actividades agrícolas. Además, estos monocultivos alteran el ecosistema natural de la región, afectando tanto a flora y fauna endémica, ya que varios de estos especímenes se encuentran en peligro de extinción por actividades tales como la tala de bosques para expandir las hectáreas destinadas a este tipo de cultivos.

Por lo tanto, la realización de este análisis climático surge para estudiar cómo ha cambiado esta región en los últimos 30 años respecto al clima y de cómo ha impactado la siembra de un cultivo ajeno a la flora local.

4 Antecedentes

El Instituto de Agricultura, Recursos Naturales y Ambiente de La Universidad Rafael Landívar publicó en el año 2012 el documento **Perfil Ambiental de Guatemala 2010-2012. Vulnerabilidad local y creciente construcción de riesgo**. En este documento se presentó un estudio de caso llamado *Análisis de la dinámica de expansión del cultivo de la palma africana en Guatemala: un enfoque cartográfico*. El caso consistía en determinar la cobertura de las plantaciones de palma africana en todo el país desde 1991 a 2010; donde se dio un crecimiento de cobertura entre el periodo 2006-2010.

Para obtener datos sobre la cobertura correspondiente a la palma africana en Guatemala se utilizaron imágenes satelitales de Landsat ETM+, información proveída por empresas o personas individuales que se dedicaban a esta actividad, en colaboración con la Gremial de Palmicultores de Guatemala. Para los datos de cobertura en la región de Franja Transversal del Norte; que es la región de interés para este trabajo, se obtuvieron gracias al Centro de Monitoreo y Evaluación del Consejo Nacional de Áreas Protegidas y por parte del sector privado que brindaron fotografías y videos para poder identificar geográficamente las zonas donde se cultivaba la palma (Gálvez *et al.*, 2012).

Además del análisis de cobertura, el estudio de caso estima la dinámica de cobertura forestal, capacidad de uso de tierra y la deforestación en Guatemala debido a esta actividad. Se concluyó que el área utilizada para la palma africana aumentó un 73.47% en un periodo de 5 años, llegando a ocupar 93,513 ha en el año 2010. También, que 24,172 ha de bosque han sido removidas para plantar la palma africana y el 93.2% de esta área pertenece al departamento de Petén (Gálvez *et al.*, 2012).

Como se menciona en su título, este estudio de caso se enfoca principalmente en el cambio de cobertura de la palma africana. La diferencia con este trabajo de investigación es que el enfoque consiste en observar las variaciones de clima debido a este cultivo a lo largo de los años. Por esa razón, el análisis climático se inició desde 1987 para obtener datos climáticos previos a la gran expansión de cobertura de la palma africana y compararlos con las condiciones climáticas de la región.

5 Conceptos físicos

5.1 Composición de la atmósfera

El aire es una mezcla de gases, conformado principalmente por Nitrógeno y Oxígeno gaseoso que conforman el 78% y 21% de la atmósfera, respectivamente, en conjunto con los gases del Cuadro 5.1. El peso molecular es de aproximadamente 28.97 g/mol a presión y temperatura estándar; 273 K y 1013 hPa.

Cuadro 5.1: Constitución de la atmósfera.

[N.B. (ppm, ppb, ppt) = partes por (millón (10^6), billón (10^9), trillón (10^{12}))].

Compuesto químico	Peso molecular ($g\ mol^{-1}$)	Proporción volumétrica
N_2	28.01	78%
O_2	32	21%
Ar	39.95	0.93%
H_2O (vapor)	18.02	~ 0.5%
CO_2	44.01	380 ppm
Ne	20.18	19 ppm
He	4	5.2 ppm
CH_4	16.04	1.7 ppm
Kr	83.8	1.1 ppm
H_2	2.02	~ 500 ppb
O_3	48	~ 500 ppb
N_2O	44.01	310 ppb
CO	28.01	120 ppb
NH_3	17.03	~ 100 ppb
NO_2	46	~ 1 ppb
CCl_2F_2	120.91	480 ppt
CCl_3F	137.37	280 ppt
SO_2	64.06	~ 200 ppt
H_2S	34.08	~ 200 ppt
Aire	28.97	

Fuente: (Marshall y Plumb, 2008)

La composición del aire es debido al suministro de elementos de la superficie y a la presencia de vida sobre ésta como el Oxígeno producido por plantas y el Nitrógeno que vuelve a la atmósfera proveniente del metabolismo de seres vivos. Una fracción del 1% restante de los gases que conforman la atmósfera está constituido por vapor de agua y dióxido de carbono. Estos gases controlan la temperatura superficial del planeta.

El vapor de agua en la atmósfera proviene de la evaporación del agua de la superficie de los océanos. El vapor de agua es fundamental para la transferencia radiativa porque absorbe y emite energía en la región infrarroja del espectro electromagnético, que también es el espectro en el que la Tierra irradia energía al espacio.

El Dióxido de Carbono es controlado por la fotosíntesis y respiración de plantas, por el intercambio de masa entre el océano y la atmósfera, y por actividades humanas.

La concentración de estos dos gases varía en función del espacio y tiempo. Se ha observado que la concentración del dióxido de carbono influye de forma significativa en la temperatura. Investigaciones han determinado que en eras glaciales, la concentración del CO_2 era de 180 partículas por millón (ppm), mientras que en la actualidad se han registrado un aumento en las concentraciones en ciertas partes de la Tierra, de 315 a 380 ppm en los últimos 50 años; se ha estimado que previo a la industrialización la concentración era de 280 ppm (Marshall y Plumb, 2008).

5.2 Propiedades físicas del aire

Para modelar la atmósfera hay suposiciones que se asumen como valores constantes en los Cuadros 5.2 y 5.3. La región de la atmósfera en la que se enfocan la mayoría de los estudios es en los 50 km más bajos de esta debido a que las colisiones entre moléculas de aire son bastante frecuentes y la distancia entre estas es muy corta, por lo que en esta región el aire se puede modelar como un fluido continuo en el equilibrio termodinámico local, por lo que es posible aplicar modelos de absorción de cuerpo negro.

Cuadro 5.2: Algunos números atmosféricos.

Masa atmosférica	M_a	5.26×10^{18} kg
Presión superficial promedio	p_s	1.013×10^5 Pa
Temperatura superficial promedio	T_s	288 K
Densidad superficial promedio	ρ_s	1.235 kg m ⁻³

Fuente: (Marshall y Plumb, 2008)

En el equilibrio termodinámico local, para modelar el aire seco, se considera la atmósfera como un gas ideal, por lo que se puede expresar la presión como:

$$p = \rho \frac{R_g}{m_a} T = \rho R_d T \quad (5.1)$$

Donde p es la presión, ρ es la densidad del aire, T es la temperatura en unidades de Kelvin,

R_g la constante de gas ideal ($8.3143 \text{ J K}^{-1}\text{mol}^{-1}$) y m_a es la masa molar promedio del aire seco ($28.97 \times 10^{-3} \text{ kg/mol}$). De la ecuación anterior, se observa que solo es necesario conocer el valor de ρ y T para describir el estado termodinámico del aire seco.

Cuadro 5.3: Propiedades del aire seco a temperatura y presión estándar.

Calor específico a presión constante	c_p	$1005 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$
Calor específico a volumen constante	c_v	$718 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$
Razón de calores específicos	γ	1.40
Densidad a 273 K y 1013 mbar	ρ_0	1.293 kg m^{-3}
Viscosidad a temperatura y presión constante	μ	$1.73 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$
Viscosidad cinética a temperatura y presión constante	$\nu = \frac{\mu}{\rho_0}$	$1.34 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$
Conductividad térmica a temperatura y presión constante	K	$2.40 \times 10^{-2} \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-1}$
Constante de gases para aire seco	R	$287.05 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$

Fuente: (Marshall y Plumb, 2008)

El aire, en el contexto de termodinámica, tiene la característica de que es un fluido compresible; a temperatura constante si la presión aumenta también aumenta la densidad del fluido. El aire también tiene un coeficiente relativamente grande de expansión térmica, por lo que, a presión constante, si la temperatura aumenta, la densidad del fluido disminuye.

El aire húmedo está compuesto del aire seco que se explicó anteriormente y vapor de agua. Estos dos se pueden modelar de forma simultánea e independiente uno del otro. Las presiones que ejercen ambos gases se pueden calcular utilizando las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} e &= \rho_v R_v T \\ p_d &= \rho_d R_d T \end{aligned} \quad (5.2)$$

Las ecuaciones 5.2 representan las presiones parciales de vapor de agua y aire seco, respectivamente. R_v y R_d son las constantes de gas ideal para vapor de agua y aire seco. Para expresar la presión total de estos dos fluidos, se usa la ley de Dalton de presiones parciales:

$$p = p_d + e \quad (5.3)$$

Uno de los supuestos es que la presión que ejerce el vapor de agua es tan pequeña que $p_d \gg e$, por lo que $p \approx p_d$.

Suponiendo que el aire se encuentra en una caja a temperatura T y el fondo de esta caja está cubierto de agua, en el equilibrio de este sistema, la tasa de evaporación es igual a la de condensación, por lo que el aire está saturado de vapor de agua, que da paso al fenómeno de

formación de niebla dentro de la caja. Ocurre que la presión del vapor de agua ha llegado a la presión de vapor saturado; e_s , como se observa en la Figura 5.1. e_s se expresa como una función exponencial de la temperatura:

$$e_s = Ae^{\beta T} \quad (5.4)$$

donde $A = 6.11 \text{ hPa}$ y $\beta = 0.067 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. Con esta ecuación, se determina que a $15 \text{ }^\circ\text{C}$ la densidad del vapor de agua es de $\rho_v = 0.0126 \text{ kg/m}^3$, que es la máxima cantidad de vapor de agua que pueda haber en la atmósfera.

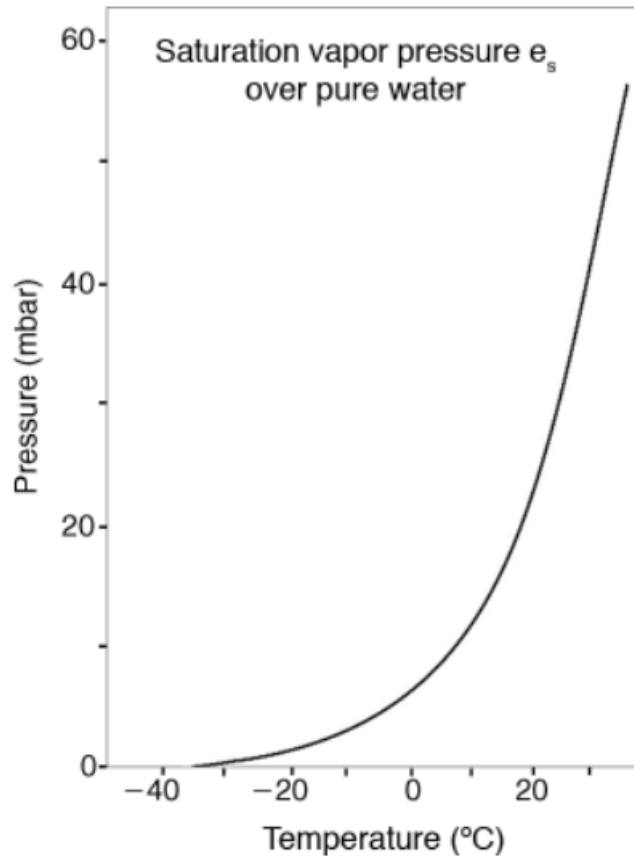


Figura 5.1: Presión de vapor saturado e_s (mbar) en función de T ($^\circ\text{C}$).

Fuente: (Marshall y Plumb, 2008)

Con la ecuación 5.4, se puede decir que, la humedad en la atmósfera decae rápidamente con la altura, debido a que T decrece. A una altura de 10 km la presión de vapor saturado tiende a 0, por lo que gran parte del vapor de agua se encuentra por debajo de esta altura. La distribución horizontal del vapor de agua es bastante desigual, concentrándose más en trópicos cálidos.

También, el aire en los trópicos es mucho más húmedo que en los polos debido a que en estas zonas es más cálido. La precipitación ocurre cuando el aire húmedo se enfría por convección, causando que las concentraciones de agua vuelvan al valor de saturación a cierta temperatura T (Marshall y Plumb, 2008).

5.3 Equilibrio hidrostático

Dada cierta temperatura T , se observa un perfil atmosférico descrito por la Figura 5.2. Si la atmósfera es estática, la presión a cualquier altura depende del peso del fluido sobre este nivel. Este es el equilibrio hidrostático.

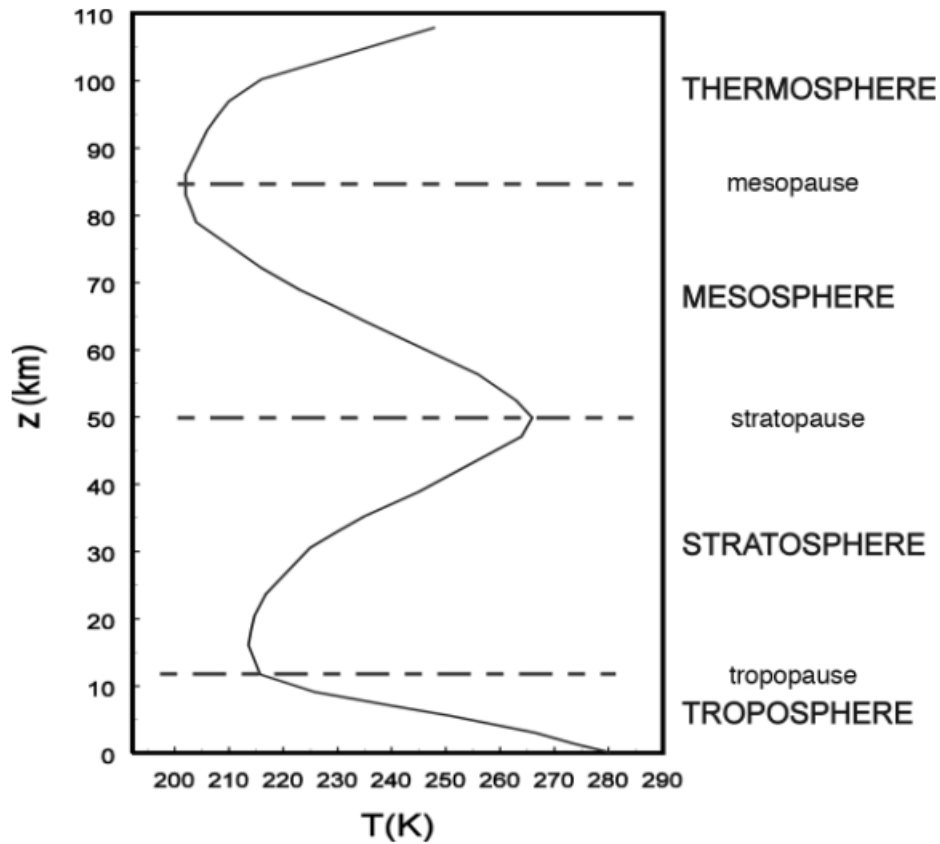


Figura 5.2: Perfil de temperatura vertical para el "US standard atmosphere" a 40 °.

Fuente: (Marshall y Plumb, 2008)

La Figura 5.3 muestra una columna vertical de aire sobre una sección transversal de área δA y altura δz . La presión p y densidad ρ del aire se describen en función de la altura z ; en un modelo

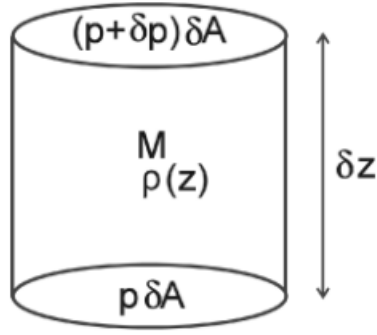


Figura 5.3: Una columna vertical de aire de densidad ρ , área transversal δA y altura δz .

Fuente: (Marshall y Plumb, 2008)

más complejo pueden depender también de las coordenadas x , y e incluso del tiempo t .

En el fondo del cilindro, la presión se expresa como $p_b = p(z)$, y en la parte superior $p_t = p(z + \delta z) = p(z) + \delta p$, donde δp es el cambio de presión entre la parte superior e inferior del cilindro. Asumiendo que la altura del cilindro δz es pequeña:

$$\delta p = \frac{\partial p}{\partial z} \delta z \quad (5.5)$$

Por lo que se puede modelar la masa total del cilindro de la siguiente forma; asumiendo que no está acelerado o la fuerza neta ejercida sobre este sea 0.

$$M = \rho \delta A \delta z \quad (5.6)$$

Las fuerzas que actúan sobre este cilindro son:

- Fuerza gravitacional: $-g\rho \delta A \delta z$
- Fuerza de presión actuando en la cara superior: $-(p + \delta p)\delta A$
- Fuerza de presión actuando en la cara inferior: $p\delta A$

Si la suma de estas fuerzas es igual a 0, entonces $\delta p + g\rho\delta z = 0$. Sustituyendo la ecuación 5.5 en esta expresión:

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0 \quad (5.7)$$

Esta última ecuación se conoce como la ecuación de balance hidrostático. Describe como decrece la presión con la altura de forma proporcional al peso de la atmósfera superior. Esta indica que $p \rightarrow 0$ conforme $z \rightarrow \infty$. Al integrar la ecuación 5.7 respecto a z se obtiene una ecuación para la

presión en función de la altura

$$p(z) = g \int_z^{\infty} \rho dz \quad (5.8)$$

El integrando es el valor de masa por unidad de área de la columna atmosférica sobre la altura z . La presión superficial se relaciona con la masa total de la atmósfera sobre esta, por lo que la presión superficial $p_s = \frac{gM_a}{\text{área superficial de la tierra}}$ se puede utilizar para determinar la masa de la atmósfera por medio de la presión de la superficie.

La suposición más importante para obtener la ecuación de balance hidrostático fue suponer que no hay aceleración vertical, que matemáticamente hablando consiste en aproximar la aceleración que vertical que sufre el cilindro a un valor tan pequeño que se pueda despreciar. Este supuesto se puede aplicar tanto en la atmósfera como en el océano. Hay casos donde esto no se cumple, como en convección, tornados, tormentas eléctricas y convección polar en el océano (Marshall y Plumb, 2008).

5.4 Ecuación de movimiento para un fluido sin rotación

El estado de la atmósfera u océano en cualquier tiempo es descrito por 5 variables: la velocidad del fluido en las 3 coordenadas espaciales; $\mathbf{u} = (u, v, w)$, presión y temperatura. Para relacionar estas variables, necesitamos 5 ecuaciones independientes:

- Las leyes de movimiento aplicados a un paquete fluido; obteniendo 3 ecuaciones independientes en cada una de las 3 direcciones; x , y y z .
- Conservación de masa.
- Primera ley de termodinámica.

Estas ecuaciones con las condiciones de frontera pueden describir la evolución de un fluido.

5.4.1. Leyes de movimiento

Las fuerzas actúan sobre un paquete fluido infinitesimal $(\delta x, \delta y, \delta z)$ que se observa en la Figura 5.4.

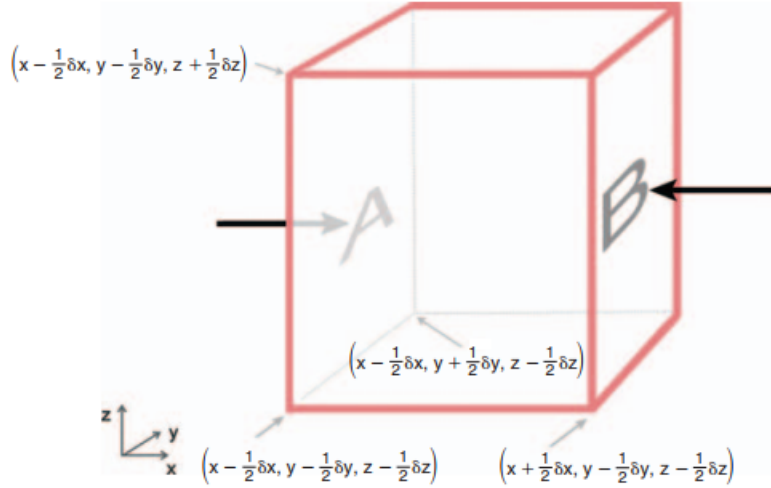


Figura 5.4: Fuerzas de gradiente de presión actuando sobre un paquete fluido sobre las paredes A y B .

Fuente: (Marshall y Plumb, 2008)

La masa de este paquete es $\delta M = \rho \delta x \delta y \delta z$, y sobre éste actúa una fuerza neta \mathbf{F} . La ecuación de movimiento para este paquete es:

$$\rho \delta x \delta y \delta z \frac{D\mathbf{u}}{Dt} = \mathbf{F} \quad (5.9)$$

Donde:

$$\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \quad (5.10)$$

La ecuación de movimiento se debe aplicar a la misma masa del fluido, por lo que se debe seguir el mismo paquete.

La derivada de tiempo $\frac{D\mathbf{u}}{Dt}$ es la derivada total, esto implica que:

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} = \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + u \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + v \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial y} + w \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} = \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} \quad (5.11)$$

El efecto de la gravedad sobre el paquete fluido es el siguiente: La fuerza de gravedad que actúa sobre el paquete se expresa como $g\delta M$ y se dirige hacia abajo. Esta fuerza se puede describir como:

$$\mathbf{F}_{gravedad} = -g\rho\hat{\mathbf{z}} \delta x \delta y \delta z \quad (5.12)$$

Sobre la atmósfera actúa la fuerza de presión dentro del fluido. En cada cara del paquete hay una fuerza dirigida hacia adentro que es igual a la presión por unidad de área en cada cara. Sobre

la cara A de la Figura 5.4 la fuerza que ejerce la presión sobre esta superficie se define como:

$$\mathbf{F}(A) = p \left(x - \frac{\delta x}{2}, y, z \right) \delta y \delta z \quad (5.13)$$

Esta fuerza va hacia la dirección positiva de x ; hacia dentro del paquete. Nótese que el valor utilizado de p corresponde al de la mitad de la cara de la caja; que es válido para valores pequeños de δy y δz .

En la cara B la fuerza va dirigida en dirección opuesta que la de la cara A , por lo que:

$$\mathbf{F}(B) = -p \left(x + \frac{\delta x}{2}, y, z \right) \delta y \delta z \quad (5.14)$$

La fuerza total en el eje x se puede obtener como:

$$F_x = \left[p \left(x - \frac{\delta x}{2}, y, z \right) - p \left(x + \frac{\delta x}{2}, y, z \right) \right] \delta y \delta z \quad (5.15)$$

Por medio de una expansión de series de Taylor, se puede aproximar las ecuaciones 5.13 y 5.14 de la presión en cada cara, obteniendo:

$$\begin{aligned} p \left(x + \frac{\delta x}{2}, y, z \right) &\approx p(x, y, z) + \frac{\delta x}{2} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) \\ p \left(x - \frac{\delta x}{2}, y, z \right) &\approx p(x, y, z) - \frac{\delta x}{2} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (5.16)$$

Al reemplazar las aproximaciones de la ecuación 5.16 en la ecuación 5.15 y realizar el mismo procedimiento para los ejes y y z , la fuerza en cada una de las direcciones se puede expresar como:

$$\begin{aligned} F_x &= -\frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z \\ F_y &= -\frac{\partial p}{\partial y} \delta x \delta y \delta z \\ F_z &= -\frac{\partial p}{\partial z} \delta x \delta y \delta z \end{aligned} \quad (5.17)$$

Al combinar estas 3 ecuaciones en un solo vector, se obtiene el vector de fuerza de presión; que es otra de las fuerzas que actúa sobre el paquete:

$$\mathbf{F}_{\text{presión}} = (F_x, F_y, F_z) = -\nabla p \delta x \delta y \delta z \quad (5.18)$$

Para los flujos atmosféricos y oceánicos, los efectos de la fricción son despreciables, excepto en condiciones donde los fluidos interactúan con la superficie de la tierra. El primer kilómetro de altura más bajo de la atmósfera es muy complicado de modelar, debido a que la superficie no es suave por montañas, árboles, edificios y otras irregularidades que incrementan el intercambio de momentum entre el aire y el suelo, también, debido a que la capa límite es turbulenta porque

contiene remolinos a pequeña escala; que actúan como una especie de molécula móvil que disipa el impulso mucho más que la viscosidad del aire. Lo mismo ocurre con las capas superiores del océano.

La fuerza de fricción que sufre un paquete fluido es:

$$\mathbf{F}_{\text{fricción}} = \rho \mathcal{F} \delta x \delta y \delta z \quad (5.19)$$

Donde \mathcal{F} es la fuerza de fricción por unidad de masa (Marshall y Plumb, 2008).

Para obtener las ecuaciones de movimiento, se utilizando las fuerzas mencionadas anteriormente:

$$\begin{aligned} \rho \delta x \delta y \delta z \frac{D\mathbf{u}}{Dt} &= \mathbf{F}_{\text{gravedad}} + \mathbf{F}_{\text{presión}} + \mathbf{F}_{\text{fricción}} \\ \implies \frac{D\mathbf{u}}{Dt} + \frac{1}{\rho} \nabla p + g\hat{\mathbf{z}} &= \mathcal{F} \end{aligned} \quad (5.20)$$

Al desarrollar esta ecuación por componentes en coordenadas cartesianas queda de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \mathcal{F}_x &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \mathcal{F}_y &= \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ \mathcal{F}_z &= \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \end{aligned} \quad (5.21)$$

La ecuación de \mathcal{F}_z se puede simplificar si se considera que para flujos de gran escala en la atmósfera y el océano se acerca al equilibrio hidrostático. Al considerar la aceleración vertical $\frac{Dw}{Dt}$ como despreciable en relación a los demás términos debido a que el movimiento vertical es más débil que en las demás direcciones se tiene que:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (5.22)$$

(Marshall y Plumb, 2008).

5.4.2. Conservación de masa

Al considerar un volumen fluido como en la Figura 5.5 de dimensiones $(\delta x, \delta y, \delta z)$, la masa es $\rho \delta x \delta y \delta z$; donde la densidad ρ puede variar en función del tiempo.

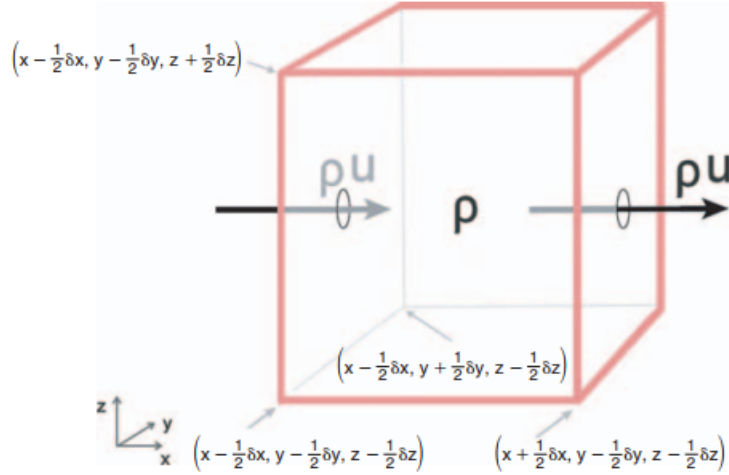


Figura 5.5: Masa de un fluido contenido por un volumen arreglado, $\rho \delta x \delta y \delta z$.

Fuente: (Marshall y Plumb, 2008)

La continuidad de la masa indica qué puede ocurrir si hay un flujo de masa entrando o saliendo del volumen:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \delta x \delta y \delta z) = \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta x \delta y \delta z \quad (5.23)$$

El flujo del volumen en el eje x por unidad tiempo en la Figura 5.5 es $u(x - \frac{1}{2}\delta x, y, z)\delta y \delta z$, por lo que el flujo de masa es igual a $[\rho u](x - \frac{1}{2}\delta x, y, z)\delta y \delta z$, donde $[\rho u]$ es evaluado en la cara izquierda. El flujo de masa para la cara opuesta es $[\rho u](x + \frac{1}{2}\delta x, y, z)\delta y \delta z$. Al utilizar la expansión por series de Taylor para definir el flujo de masa en las direcciones x , y y z :

$$\begin{aligned} & -\frac{\partial}{\partial x}(\rho u)\delta x \delta y \delta z \\ & -\frac{\partial}{\partial y}(\rho v)\delta x \delta y \delta z \\ & -\frac{\partial}{\partial z}(\rho w)\delta x \delta y \delta z \end{aligned} \quad (5.24)$$

Con estas 3 ecuaciones se puede definir la ecuación de continuidad como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = 0 \quad (5.25)$$

La forma general de una ley de conservación física se expresa como:

$$\frac{\partial \text{Concentración}}{\partial t} + \nabla \cdot (\text{flujo}) = 0 \quad (5.26)$$

en ausencia de fuentes y sumideros. Utilizando la derivada total D/Dt y la identidad de la

divergencia $\nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = \rho \nabla \cdot \mathbf{u} + \mathbf{u} \cdot \nabla \rho$, se puede reescribir la ecuación de continuidad como:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (5.27)$$

(Marshall y Plumb, 2008).

5.4.3. Ecuación termodinámica

Utilizando la primera ley de la termodinámica, se puede obtener una ecuación para la temperatura de un paquete fluido en movimiento. La primera ley de la termodinámica, descrita como:

$$\delta Q = (R + c_v)dT - \frac{dp}{\rho} = c_p dT - \frac{dp}{\rho} \quad (5.28)$$

al dividir la ecuación anterior entre δt y aproximarla a 0, se tiene que:

$$\frac{DQ}{Dt} = c_p \frac{DT}{Dt} - \frac{1}{\rho} \frac{Dp}{Dt} \quad (5.29)$$

Donde $\frac{DQ}{Dt}$ se define como la tasa de calentamiento adiabático por unidad de masa. En la atmósfera, esto es causado por el calentamiento y enfriamiento latente de la condensación y evaporación del agua. Si la tasa de calentamiento es 0, $DT/Dt = \frac{1}{\rho c_p} Dp/Dt$. Esta ecuación implica que la temperatura del paquete disminuiría al ascender; donde hay menor presión, e incrementaría al descender, debido al aumento de la presión.

La temperatura potencial que se define como:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^\kappa \quad (5.30)$$

Donde $\kappa = R/c_p$ y $p_0 = 1000$ mbar. Es la temperatura del paquete de aire que tendría si se hubiera expandido o comprimido de forma adiabática a un valor p y T . Dadas las condiciones de una tasa de calentamiento adiabático de cero, la temperatura potencial se mantiene. Esto se puede expresar como:

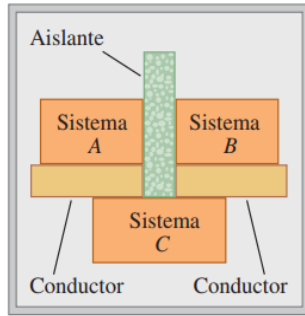
$$\frac{D\theta}{Dt} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{-\kappa} \frac{\dot{Q}}{c_p} \quad (5.31)$$

donde $\dot{Q} = \frac{DQ}{Dt}$. Las ecuaciones análogas a ésta describen la evolución de temperatura y salinidad en el océano. (Marshall y Plumb, 2008).

5.5 Ley cero de termodinámica y transporte de calor

El equilibrio térmico ocurre cuando dos sistemas a distintas temperaturas están en contacto directa o indirectamente; por medio de una superficie conductora, y llegan a la misma por medio del intercambio de energía. La ley cero de termodinámica dice que **Si inicialmente C está en equilibrio térmico con A y con B, entonces A y B están en equilibrio térmico entre sí**

a) Si los sistemas A y B están cada uno en equilibrio térmico con el sistema C ...



b) ... los sistemas A y B están en equilibrio térmico entre sí.

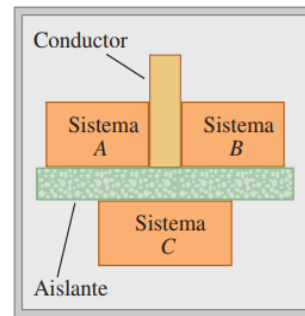


Figura 5.6: Sistemas en equilibrio térmico.

Fuente: (Young y Freedman, 2009)

Existen tres mecanismos para la transferencia de calor: conducción, convección y radiación. La conducción consiste en la transferencia de calor entre dos cuerpos en contacto, la convección es el cambio de temperatura cuando una masa de fluido se mueve a través del espacio y la radiación es la transferencia de calor por medio de radiación electromagnética.

En la conducción, a nivel atómico, los átomos de las regiones más calientes tienen más energía cinética, por medio de colisiones con los demás átomos alrededor se va transfiriendo la energía a través del material. Solo hay transferencia de calor entre regiones a distintas temperaturas; T_H (Temperatura caliente) y T_C (Temperatura fría), y el flujo va de regiones con temperaturas altas a regiones con menor temperatura. Si se transfiere una cantidad de calor dQ por una varilla de área transversal A que conecta a dos cuerpos en un tiempo dt , la tasa de flujo de calor es $H = dQ/dt$. El flujo de calor es proporcional al área transversal de la varilla y a la diferencia de temperatura ($T_H - T_C$) y es inversamente proporcional a la longitud L de la varilla. Se tiene que:

$$H = \frac{dQ}{dt} = kA \frac{T_H - T_C}{L} \quad (5.32)$$

donde la constante k es la conductividad térmica del material.

La cantidad de $(T_H - T_C)/L$ es la diferencia de temperatura por unidad de longitud; conocida como gradiente de temperatura. El valor k depende del material, valores muy grandes de k son aquellos que son buenos conductores de calor, mientras que valores de k pequeños son materiales aislantes.

La convección es la transferencia de calor por el movimiento de una masa de fluido de una región espacial a otra, entre estos están los sistemas de calefacción domésticos de aire y agua caliente y enfriamiento de motor de combustión. La convección forzada es aquella que ocurre debido a la diferencia de densidades por la expansión térmica; como el ascenso de aire caliente. La convección libre en la atmósfera es fundamental en el clima y los procesos que involucran cambios de temperatura, precipitación, cambios de presión, etc. La convección en los océanos es de vital importancia para el transporte de calor a nivel global.

La radiación consiste en la transferencia de calor por medio de ondas electromagnéticas como luz visible, radiación infrarroja y ultravioleta. Este tipo de transferencia permite transferir calor en el vacío. Todo cuerpo emite energía en forma de radiación electromagnética. Al aumentar la temperatura de un objeto, las longitudes de onda disminuyen como se expresa en la Ley de Wein, donde la longitud de onda es inversamente proporcional a la temperatura.

La tasa de radiación de energía en una superficie es proporcional al área superficial y temperatura. Esta tasa depende de la emisividad de la superficie e ; un valor que varía entre 0 y 1 que representa la relación entre la tasa de radiación de una superficie y un área igual de una superficie radiante ideal a la misma temperatura. Por lo que el flujo de calor se puede expresar como: $H = Ae\sigma T^4$, donde σ se refiere a la constante de Stefan-Boltzmann (Young y Freedman, 2009).

5.6 Transporte de energía y presupuesto a gran escala de energía atmosférica

La estructura térmica esperada sobre la base del forzamiento radiativo tiene una discontinuidad de temperatura en el suelo; la temperatura de equilibrio radiativo es considerablemente más cálida que el aire de arriba. Este perfil es inestable, causando que ocurra la convección de aire. El movimiento convectivo transporta el calor hacia arriba de la superficie; como cuando las parcelas de aire se mezclan con el ambiente, incrementando la temperatura de los alrededores hasta acercarse a un equilibrio, que en el caso de la atmósfera tropical húmeda es un estado de temperatura

potencial húmeda constante.

La tropósfera tropical se observa que se acerca a un estado de neutralidad para la convección húmeda, donde la convección alcanza la a la tropopausa a altura z_T ; que se encuentra a altitudes entre los 8 y 16 km. Toda la tropósfera tropical se encuentra en un estado de equilibrio de convección radiativa, con un estado determinado por convección debajo de la tropopausa y un estado de equilibrio radiativo encima.

Para el transporte de energía, el presupuesto de energía atmosférica tiene dos características:

- Debe haber una conversión de energía potencial proveniente del calentamiento solar a energía cinética dirigiéndose hacia arriba para el transporte de calor.
- Con este transporte vertical debe haber un transporte de calor de latitudes bajas hacia los polos de la tierra.

Se puede estimar la tasa de transporte de calor hacia los polos por el movimiento atmosférico. Al considerar un flujo hacia el Norte a una latitud ϕ a través de un área $dA = a \cos(\phi) d\lambda dz$. La tasa a la que la masa fluye hacia el Norte a través de un área dA es $\rho v dA$ y la energía asociada a este flujo es $\rho v E dA$, donde E es la energía estática de humedad, que se expresa como:

$$E = c_p T + gz + Lq + \frac{1}{2} \mathbf{u} \cdot \mathbf{u} \quad (5.33)$$

La parte de $c_p T + gz$ se refiere la energía estática de aire seco, Lq es el contenido de calor latente y $\frac{1}{2} \mathbf{u} \cdot \mathbf{u}$ es la energía cinética de densidad (Marshall y Plumb, 2008).

El flujo neto de energía se obtiene al integrar sobre la superficie atmosférica a la latitud ϕ , obteniendo:

$$\begin{aligned} \overline{H}_{\text{atmósfera}}^\lambda &= \int \int \rho v E dA = a \cos(\phi) \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \rho v E dz d\lambda \\ &= \frac{a}{g} \cos(\phi) \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} v E dp d\lambda \end{aligned} \quad (5.34)$$

(la última igualdad se obtuvo reemplazando ρdz por $-dp/\rho$ en la ecuación 5.22 de equilibrio hidrostático) donde p_s es la presión superficial. La componente de energía cinética de transporte neto es despreciable, por lo que solo se consideran la energía estática de aire seco y contenido de calor latente en la energía estática de humedad.

Si se considera el transporte de energía en los trópicos por la circulación de Hadley; que en el promedio anual tiene un flujo hacia el ecuador en la parte más baja de la tropósfera y un flujo

hacia los polos en la parte más alta de esta. Se escribe:

$$\overline{H}_{\text{trópicos}}^{\lambda} = \frac{2\pi a}{g} \cos(\phi) \int_0^{p_s} v(c_p T + gz + Lq) dp \quad (5.35)$$

Se asume que la atmósfera tropical es independiente de la longitud λ al momento de la integración. Debido a que la temperatura decrece con la altitud, el calor que es transportado a los polos por la parte superior del flujo de la tropósfera, que es mucho menor que el que se transporta hacia el ecuador a temperaturas más bajas, por lo que el transporte de calor neto favorece a la dirección del ecuador.

La circulación de Hadley lleva el calor hacia el ecuador desde subtrópicos más fríos. Esto se explica con el flujo de energía estática seca; $v(c_p T + gz)$. El gradiente vertical de energía estática seca es $\frac{\partial}{\partial z}(c_p T + gz) = c_p \partial T / \partial z + g$. Para la atmósfera, que es en la convección seca, se tiene que $\partial T / \partial z + g / c_p > 0$. Entonces, la energía estática seca incrementa con la altura. Esto implica que el flujo de energía estática seca hacia los polos a alturas muy altas es más grande que el flujo de energía estática seca a bajas alturas hacia el ecuador, por lo que el transporte neto se da en dirección a los polos.

Para obtener el flujo total de energía, se deben considerar todos los términos de la ecuación 5.35. La parte del flujo de calor latente es en dirección del ecuador, debido a que el calor q decrece rápidamente al aumentar la altura, por lo que el flujo de aire en dirección al ecuador transporta una mayor cantidad de humedad. Este valor se cancela; o simplifica, con el flujo de energía estática seca, por lo que se puede decir que la atmósfera tropical es neutral en la convección de humedad. Por lo tanto, las circulaciones en dirección a los polos y al ecuador transportan la misma cantidad de masa y energía en sus respectivas direcciones.

Las contribuciones de los componentes del flujo de energía son diferentes fuera de los trópicos, donde la circulación promedio es débil y la mayor parte del transporte es realizado por remolinos de latitudes medias. En estos movimientos, los flujos en dirección a los polos y el ecuador ocurren a la misma latitud, por lo que los gradientes verticales gz y Lq no son relevantes en esta región y se pueden obviar. Utilizando únicamente el flujo de calor neto se puede obtener un estimado del flujo total:

$$\overline{H}_{\text{latitud media}}^{\lambda} \sim \frac{2\pi a c_p}{g} \cos(\phi) p_s [v][T] \quad (5.36)$$

donde $[v]$ es la velocidad del viento en dirección Norte, que depende de las componentes de remolinos a latitudes medias y $[T]$ es la magnitud de las fluctuaciones de temperatura en presencia de remolinos, que es la diferencia de temperaturas entre los flujos de aire en dirección al ecuador y a los polos. Sabiendo que $a = 6371$ km, $c_p = 1005$ J kg⁻¹L⁻¹, $g = 9.81$ m/s², $p_s \approx 10^5$ Pa,

$[v] \approx 10 \text{ m/s}$ y $T \sim 3 \text{ K}$ a latitudes de 45° , se estima que $\overline{H}_{\text{latitud media}}^\lambda \sim 8 \text{ PW}$ (Marshall y Plumb, 2008).

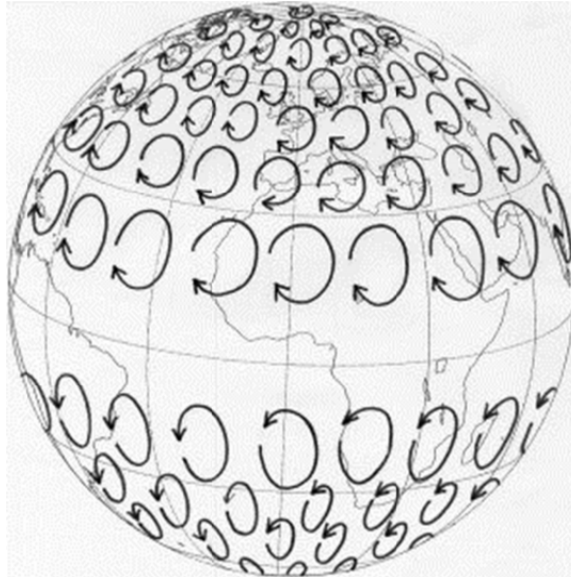
5.7 Efecto Coriolis

El efecto Coriolis es el responsable de la desviación de vientos, corrientes oceánicas, trayectorias de aviones y proyectiles debido a que se da por una fuerza que experimentan cuerpos en movimiento sobre la superficie terrestre y con dirección dependiente del hemisferio donde se encuentren. Los cuerpos en el hemisferio norte se desvían hacia la derecha de su trayectoria, mientras que en el hemisferio sur se desvían a la izquierda. Esto se debe a que la Tierra gira del Oeste al Este, por lo que las velocidades tangenciales en cada latitud son distintas, es por esto que un cuerpo a una latitud λ_1 se mueve con la Tierra a una velocidad \mathbf{v}_1 y se traslada a una latitud λ_2 más cercana a los polos tendrá una velocidad \mathbf{v}_2 menor. Esto ocasiona lo que se conoce como la fuerza de Coriolis; una pseudo-fuerza perpendicular a la dirección del eje vertical de rotación de la Tierra y a la dirección del movimiento del objeto que se modela como:

$$\mathbf{F}_c = -2m(\mathbf{w} \times \mathbf{v}) \quad (5.37)$$

donde m es la masa del cuerpo, \mathbf{v} es la velocidad del cuerpo y \mathbf{w} es la velocidad de rotación de la Tierra (Guarin, 2016).

Figura 5.7: Diagrama del efecto Coriolis.



Fuente: (Silver, 2011)

El efecto Coriolis tanto en la atmósfera y océano tiene los siguientes efectos:

- El aire que se mueve de forma horizontal en el hemisferio Norte es empujado continuamente hacia la derecha por la fuerza de Coriolis. Causando que el aire actúe sobre las fuerzas de presión horizontal para girar hacia la derecha en vez de fluir directamente a partes con menor presión. Alrededor de centros de baja presión, la combinación de fuerzas produce patrones de circulación en sentido antihorario. En centros de alta presión, el aire que fluye hacia afuera también es forzado a ir a la derecha, produciendo una circulación en sentido horario.
- El efecto Coriolis es un movimiento despreciable a escalas pequeñas tales como el agua fluyendo por el desagüe. Los sistemas a escalas mayores; tales como tormentas a escalas de fronteras, ciclones de latitud media y huracanes, son afectados por la fuerza de Coriolis. Estos sistemas no pueden existir en el ecuador y no pueden desplazarse al hemisferio opuesto.
- En el hemisferio Sur, el empuje continuo a la izquierda de la fuerza de Coriolis produce una circulación en sentido horario alrededor de centros de baja presión y patrones de circulación antihoraria en centros de alta presión.
- A una escala global, la fuerza de Coriolis contribuye al mantenimiento de los cinturones de viento; sistemas de viento que afectan a grandes regiones de la superficie terrestre, y circulaciones de aire superior como las corrientes de chorro; una corriente fuerte y estrecha de aire concentrada a lo largo de un eje casi horizontal en la troposfera o estratósfera a lo largo de varios miles de kilómetros.
- El agua de la superficie es puesta en movimiento por el viento que se desvía debido al efecto Coriolis, que fluye a la derecha del viento en el hemisferio Norte y a la izquierda en el hemisferio Sur.
- Impulsado por vientos dominantes, los grandes sistemas de corrientes circulares giran en sentido horario en cuencas oceánicas a latitud media en el hemisferio Norte y en sentido antihorario en el hemisferio Sur.
- El agua en movimiento que se encuentra en la superficie actúa sobre el agua que se encuentra debajo, que es luego desviada por el efecto Coriolis. Esa agua actúa sobre la que está debajo, desviándose aún más. El resultado es que el transporte neto de agua sobre la columna impulsada por el viento es de 90 grados a la derecha de la dirección del viento en el hemisferio Norte y a la izquierda en el hemisferio Sur.
- El aire que sopla en paralelo a las costas pueden transportar agua de la superficie hacia adentro o hacia afuera de la costa, dependiendo de la dirección del viento, orientación de la

costa y el hemisferio. Donde los vientos mueven el agua en la superficie lejos de la costa, el agua fría asciende a la superficie. Este proceso se llama: surgencia (upwelling).

- En estuarios; desembocaduras en el mar de un río amplio y profundo, el efecto Coriolis tiende a oscilar el flujo de marea que se acerca a la costa y el agua del río que fluye hacia el mar hacia la derecha en el hemisferio Norte y a la izquierda en el hemisferio Sur. Esto resulta en una mayor concentración del agua de mar que fluye por un lado del estuario y en un flujo de salida de agua de río dulce por el otro lado.

(American Meteorological Society, 2012).

6 Modelo Regional Climático (RegCM)

6.1 RegCM4

El sistema RegCM se desarrolló en el Centro Nacional para Investigación de la Atmósfera (NCAR) en Colorado, Estados Unidos a finales de la década de 1980 por R. Dickinson, F. Giorgi y G. Bates. Esta versión; RegCM1, estaba basado en el modelo de mesoescala MM4 que era capaz de realizar simulaciones de transferencia radiativa y procesos de superficie terrestre (Giorgi y Anyah, 2012).

Inicialmente, este era el primer modelo delimitado por área para simulaciones regionales a largo plazo. Se ha utilizado para varios proyectos y se ha aplicado a en diversos estudios de clima regional; como estudio de procesos a paleo-clima y proyecciones a futuro de clima. Es un sistema de acceso público, código abierto, amigable con el usuario y puede ser aplicado a cualquier región del mundo. Tiene soporte por medio de Regional Climate Research Network (RegCNET); una red coordinada por ICTP. El modelo actual ha mejorado de su versión anterior; RegCM3, en términos de código y representaciones físicas. La 4ta versión fue lanzada en su versión completa en el 2011.

RegCM4 es un modelo que cuenta con esquemas dinámicos, de transferencia radiativa, convección de cúmulos, precipitación a escala, superficie terrestre, flujos oceánicos, aerosoles interactivos, lagos interactivos, banda tropical y océanos acoplados.

Para el aspecto dinámico, RegCM4 es un modelo coordinado vertical hidrostático y compresible de coordenadas verticales que se ejecuta en una cuadrícula de Arakawa B; donde el viento y las variables termodinámicas son horizontalmente escalonadas. La dinámica del modelo en sí es similar a la versión hidrostática del sistema de modelado de mesoescala MM5.

La transferencia radiativa de RegCM4 es calculada por el esquema de modelado global CCM3. Consisten en cálculos para la región infrarroja y de onda corta del espectro electromagnético. Se consideran también las contribuciones de gases del efecto invernadero; H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O y clorofluorocarbonos, junto con la dispersión y absorción de radiación solar por aerosoles. Se usa la formulación de delta-Eddington para procesos de radiación solar.

La cobertura fraccionaria de nubes se calcula en función de la humedad relativa y el radio efectivo de las gotas de nube; que depende de la temperatura, la máscara de mar de tierra para agua líquida y la altura para la fase de hielo. Además, el esquema de radiación calcula una fracción de hielo de nube como función de la temperatura. En el espectro infrarrojo, la emisividad de radiación de nubes se calcula por las trayectorias de agua líquida y congelada de la nube, mientras que las secciones transversales de absorción dependen del radio efectivo para las fases líquidas y congeladas.

Un problema en el modelo de RegCM3 es que se usaba la cobertura fraccionaria de nubes para cubrir la cuadrícula con una capa delgada de nubes. Para compensar esto, en RegCM4, se calcula la cobertura total en cierta cuadrícula y se obtienen los flujos de la superficie para porciones de cielo nublado y despejado. El total de cobertura de nubes está dado por un valor intermedio entre una superposición aleatoria; que maximiza la cobertura de nubes, y el valor dado por la cobertura mayor en cualquier capa de las columnas sobre la cuadrícula. Esta modificación genera un promedio superficial de flujos de radiación más realista respecto a las condiciones de nubosidad fraccionaria.

La capa límite del planeta (Planet Boundary Layer o PBL) está modelado con el esquema de Holtslag. Este indica que la altura de esta capa es calculada por un proceso iterativo utilizando el número a granel de Richardson; una razón del consumo de turbulencia entre la producción de corte de turbulencia que se utiliza para mostrar la estabilidad dinámica y formación de turbulencia. Luego se utiliza el perfil no local vertical de Eddy; que depende de la velocidad de fricción, altura, longitud Monin-Obhukov y la altura de la capa, para la difusión de calor, humedad y momentum desde la superficie a la altura de la capa límite, además que se utilizó un transporte de contra gradiente para la temperatura y humedad (Res *et al.*, 2012).

6.1.1. Esquemas de radiación

El esquema de radiación NCAR CCM3, se puede resumir en que la componente solar es afectada por los gases de efecto invernadero; O_3 , H_2O , CO_2 y O_2 . Incluye 18 intervalos espectrales de 0.2 a 5 μm . La dispersión de nubes y parametrización de la absorción se rigen por las propiedades ópticas de las gotas de nubes; como profundidad óptica de extinción, albedo de dispersión única y el parámetro de asimetría, son expresadas en términos del agua líquida de la nube y el radio efectivo de las gotas. Cuando los cúmulos de nubes se forman, la cobertura de nubes fraccional en la grilla es tal que la cobertura total para la columna que va desde el nivel base de la nube hasta el nivel superior es una función del espaciado horizontal de grilla. El grosor de la capa de nubes se asume que es igual al modelo de la capa, y se especifica un contenido de agua distinto para nubes

medias y bajas (Giuliani *et al.*, 2016).

6.1.2. Esquemas de superficie terrestre

6.1.2.1. BATS:

BATS; Esquema de Transferencia Biosfera-Atmósfera (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme), es un modelo de superficie que está designado para describir cómo afecta la vegetación y la humedad del suelo en los intercambios de momentum, energía y vapor de agua en el sistema superficie-atmósfera. El modelo tiene una capa de vegetación, nieve capa de superficie de suelo de 10 cm, 1-2 m y 3 m de grosor. Los cálculos de la hidrología del suelo incluyen ecuaciones predictivas para el contenido de agua en las capas de suelo. estas ecuaciones se usan para precipitación, derretimiento de nieve, goteo de follaje, evotranspiración, escorrentía e intercambio difusivo del agua entre capas del suelo. El calor sensible, vapor de agua y flujos de momentum en la superficie se calculan por una formulación del coeficiente de arrastre que depende de la longitud de la rugosidad superficial y la estabilidad atmosférica en la capa de superficie. La tasa de evotranspiración superficial depende de la disponibilidad de agua de suelo.

En la versión más reciente de RegCM, este esquema se modificó para que se considere la variabilidad topográfica y cobertura de tierra en la grilla al utilizar un acercamiento de tipo mosaico. Esta modificación adopta una subgrilla de superficie a escala fina para cada celda en la grilla de modelo grueso. Variables meteorológicas se desglosan de la grilla gruesa a la fina basada en diferencia de elevaciones. Los cálculos son realizados de forma separada para cada celda y los flujos de la superficie se reagrupan en las celdas de grilla gruesa para que estos sean entradas para el modelo atmosférico. Todo esto con el fin de mejorar la representación del ciclo hidrológico en regiones montañosas y para representar ambientes urbanos y suburbanos debido a que además de modificar el albedo, el desarrollo urbano altera el balance de energía superficial y crea superficies impermeables con grandes efectos en la evotranspiración (Giuliani *et al.*, 2016).

6.1.2.2. CLM:

El modelo comunitario de tierra (Community Land Model o CLM por sus siglas en inglés) es un modelo desarrollado por el centro de investigación atmosférica como parte del modelo de sistema comunitario de clima. La versión 3.5 de CLM se acopló a RegCM como una opción más detallada de la superficie terrestre. Cuenta con 5 distintas capas de nieve y una representación de la traza de nieve y 10 capas de suelo espaciadas de forma desigual con soluciones de temperatura, agua líquida y hiel en cada una. Tomando en cuenta la complejidad de la superficie de suelo dentro

de un modelo de grilla, se usa un mosaico para capturar la heterogeneidad de la superficie. Cada celda de este esquema contiene 4 tipos de cobertura; glaciar, lago, tierra mojada y con vegetación, donde la fracción de vegetación se divide en 17 tipos funcionales de plantas. Las ecuaciones de balance energético e hidrológico se resuelven para cada tipo de cobertura de tierra (Giuliani *et al.*, 2016).

6.1.3. Esquemas de precipitación

Para modelar la convección de cúmulos, RegCM4 cuenta con 6 esquemas distintos.

6.1.3.1. Esquema de Kuo:

El esquema de Kuo se activa la convección cuando la convergencia M en una columna excede un límite dado y el sondeo vertical es convectivamente inestable. Una fracción de la convergencia de humedad β humedece la columna y el resto es convertido en lluvia P^{CU} de acuerdo con la relación $P^{CU} = M(1 - \beta)$ donde β es función de la humedad relativa media de los alrededores: Se calcula como $\beta = 2(1 - RH)$ si la humedad relativa (RH) es mayor o igual a 0.5 y para valores menores $\beta = 1$ (Giuliani *et al.*, 2016).

6.1.3.2. Esquema de Grell:

El esquema de Grell considera a las nubes como dos circulaciones constantes: una hacia arriba y otra hacia abajo. No hay una mezcla de estas entre el aire nuboso y el aire de ambiente excepto en el fondo y tope de las circulaciones. El flujo de masa es constante con la altura y no hay arrastre o detracción en los bordes de nubes. Los niveles causantes del ascenso o descenso se dan por los niveles de energía de humedad estática máxima y mínima, respectivamente. El esquema de Grell se activa cuando una parcela alcanza la convección de humedad. La condensación en el ascenso se calcula al levantar una parcela saturada. El flujo de masa descendente (m_0) depende del flujo de masa ascendente (m_b) según la relación:

$$m_0 = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b \quad (6.1)$$

Donde I_1 es la condensación ascendente normalizada, I_2 es la evaporación descendente normalizada y β es la fracción de condensación ascendente que se reevapora al descenso. β depende de la cizalladura del viento. La lluvia se calcula por medio de:

$$P^{CU} = I_1 m_b (1 - \beta) \quad (6.2)$$

El calor y humedad en el esquema de Grell se determinan por los flujos de masa y detrainment en el tope y fondo de la nube (Giuliani *et al.*, 2016).

6.1.3.3. Esquema de Emanuel:

Este esquema asume que hay una mezcla de nubes que se da de forma episódica e inhomogénea y considera flujos convectivos basados en un modelo idealizado de ascenso y descenso a escala de sub-nube. La convección se activa cuando el nivel de boyancia neutral es mayor que el nivel base de la nube. Entre estos dos niveles el aire asciende y una fracción de la humedad condensada forma precipitación mientras que el resto forma la nube. Se asume que esta nube se mezcla con el aire del ambiente de acuerdo con un espectro uniforme de mezclas que asciende o desciende de sus respectivos niveles de boyancia neutral. Las tasas de mezcla de arrastre y detracción son función del gradiente vertical de boyancia en las nubes. La fracción del flujo de masa de la base de la nube que se mezcla con el ambiente en cada nivel es proporcional a la tasa de cambio de flotabilidad sin diluir con la altitud.

El esquema ofrece varias ventajas respecto a los demás esquemas. Incluye una formulación de autoconversión de agua de nubes en precipitación dentro del cúmulo, y los procesos de hielo se toman en cuenta para permitir que el contenido de agua del umbral de conversión automática dependa de la temperatura. Además, la precipitación se añade a un descenso singular, hidrostático y no saturado que transporta calor y agua.

Este modelo es el más complejo e incluye un número de parámetros que se pueden optimizar para mejorar el modelo en distintos regímenes climáticos (Giuliani *et al.*, 2016).

6.1.3.4. Esquema de Kain-Fristch:

El esquema de Kain-Fristch consiste en un flujo de masa convectiva que se realizó para mejorar las parametrizaciones de convección y el modelo de corriente ascendente de Fristch y Chappell. Usa un método de parcela Lagrangiana que incluye dinámicas de momentum vertical para estimar la inestabilidad de clima (Takong, 2014).

6.1.3.5. Esquema de Betts-Miller:

El esquema de Betts-Miller es un modelo de área limitada en coordenadas sigma $\sigma = (P - P_t)/(P_s - P_t)$ con un espaciado variable en la vertical y en la parte superior del modelo a 25 hPa. Utiliza paquetes físicos que se usan en estudios de condensación a gran escala, ajuste convectivo

seco, procesos de difusión horizontal y vertical, procesos de cálculo de radiación, flujos de momento, calor y humedad en la superficie terrestres basados en teoría de similaridad y uso de balance de energía superficial para obtener las variaciones diurnas de temperatura superficial (Vaidya y Singh, 2000).

6.1.3.6. Esquema de Tiedtke:

Finalmente, el esquema de Tiedtke considera una población de nubes. Este ensemble se describe por un modelo a granel de una dimensión para el estudio diagnóstico de convección tropical. Se incluyen corrientes descendentes de escala de cúmulos. También se representan varios tipos de convección, como la convección penetrante en conexión con flujo convergente a gran escala, convección superficial en condiciones suprimidas; cúmulos de aliso, y convecciones de nivel medio; convección extra tropical organizada asociada con el potencial de aire inestable sobre la capa límite, y ascenso a gran escala.

Las suposiciones de clausura para determinar el flujo de masa de nubes a granel son la convección penetrante y convección de nivel medio que son mantenidas por convergencia de humedad a gran escala y convección superficial por suministro de humedad debido a la evaporación superficial (Tiedtke, 1989).

La precipitación a escala resuelta de RegCM4 se basa en la parametrización SUBEX, que incluye una ecuación pronóstica para agua de lluvia. Calcula la cobertura fraccionaria de nubes en cierta cuadrícula basado en la humedad relativa. Utiliza la formulación a granel de Kessler; donde el agua de nube se convierte en precipitación por auto conversión. Bajo la nube, la evaporación de gotas de lluvia se cuenta para la humedad relativa y el coeficiente de tasa de evaporación. Los parámetros más sensibles en este modelo es el límite de agua líquida dentro de las nubes para el proceso de autoconversión y la razón de evaporación bajo la nube; al aumentar estos dos parámetros la cantidad de precipitación disminuye.

Los procesos de la superficie terrestre son descritos por el Esquema de Transferencia Biosfera-Atmósfera (BATS) de Dickinson. Como se mencionó anteriormente, este esquema incluye módulos de capas de vegetación, nieve y suelo. El esquema contiene 20 tipos de superficies y 12 colores y texturas de suelos. Con estos datos, el esquema es capaz de calcular procesos de la superficie terrestre considerando la topografía y el uso local de la tierra. Al modelo RegCM4 se añadieron ambientes que representan el suelo urbano y suburbano, tomando en cuenta factores del albedo, cobertura de vegetación, características del suelo y longitud de rugosidad para varios tipos de superficies.

También este modelo acopla el Modelo de tierra comunitario (CLM), que utiliza parametrizaciones bio geofísicas para describir los intercambios de energía, momentum, agua y carbón de la tierra y la atmósfera.

RegCM genera datos de temperatura de la superficie del océano cada 6 horas utilizando resultados de interpolaciones semanales o mensuales. Estos resultados se producen mediante recuperaciones satelitales y son significativos de la temperatura media en los primeros metros superiores de la superficie oceánica. Para el cálculo diario de la temperatura, se implementó el esquema de temperatura superficial de mar de Zeng, que consiste en un modelo de transferencia de calor de 2 capas de 1 dimensión, donde la capa superior representa los milímetros de océano superiores que se enfrían por pérdida de radiación neta de onda larga y flujos de la superficie. La capa inferior es de 3 m, se calienta por radiación solar e intercambio de calor con la capa superior.

El acoplamiento de lagos y océanos se da por medio de un modelo interactivo de lago termal unidimensional que se aplica en distintas configuraciones regionales. En las versiones de RegCM3, este modelo se ha acoplado con modelos regionales de océano. También se ha acoplado con el modelo oceánico del MIT para el desarrollo de modelos de la cuenca del Mediterráneo.

RegCM también cuenta con esquemas para simular aerosoles, como el transporte por vientos escalables resolubles, turbulencia y convección profunda, fuentes y procesos de remoción seco y húmedo. Los aerosoles interactúan con la radiación solar e infrarroja del espectro de radiación. Estos esquemas se han utilizado para simular efectos climáticos regionales de aerosoles de sulfato en China, polvo del Sahara, polvo del Mediterráneo y Asia, y aerosol de quema de biomasa en África.

Además, en las últimas actualizaciones de RegCM se han añadido conjuntos de mecanismos químicos de fase gaseosa con distintas escalas de complejidad: el mecanismo de enlace de carbono CBM-Z, una versión extendida del mecanismo de GEOS-Chem y RADM2 integral con dos solucionadores numéricos; el solucionador Rosenbrock y el solucionador rápido basado en balance radical.

La configuración de la banda tropical en RegCM4 utiliza la proyección de Mercator centrada en el ecuador para que una banda cubra la región tropical; de 45 °S a 45 °N. Esta proyección permite que la cuadrícula cubra la banda tropical, donde los puntos finales en la dirección longitudinal se superponen. La configuración necesita de condiciones de frontera periódicas en direcciones longitudinales y condiciones de relajación estándares en los límites Norte y Sur. Así, la información de

los modelos es generada de forma efectiva en estos 2 límites (Res *et al.*, 2012).

Con todos estos modelos y esquemas que componen a RegCM es necesario de un conjunto de archivos que permiten interactuar con el programa. Primero es necesario generar un archivo de texto que contiene los valores para los parámetros que se van a utilizar para realizar la simulación. Estos parámetros consisten en el tipo de modelo dinámico; MM4 o MM5, el dominio espacial del modelo como los puntos en las direcciones Norte-Sur, Este-Oeste, capas verticales, resolución horizontal, latitud y longitud, intervalo de condiciones de frontera, el conjunto de tipos de análisis globales, fechas de inicio y fin de la simulación para los programas SRF, SST y ICBC (necesarios para generar los datos que se utilizarán en el estudio), el paso de tiempo; o time step, en segundos para algunos procesos dinámicos, los archivos de salida del sistema, los parámetros de modelos físicos, etc.

También, el programa funciona con conjuntos de datos globales, como el conjunto de Superficie Estática, CLM, CLM 4.5, temperatura superficial del océano y el conjunto de datos EIN-Interim; que se utilizó para esta investigación y se explica más adelante. Estos conjuntos de datos se pueden descargar de sus respectivas bibliotecas de forma gratuita.

En el manual de referencia de RegCM se encuentra a detalle los parámetros que se mencionaron anteriormente con los valores que estos pueden tomar, recomendaciones sobre parámetros que están delimitados por otros. También cuenta con una guía de los paquetes y archivos que deben ser instalados para su funcionamiento correcto y el código que permite interactuar con el programa utilizando la consola de comandos del sistema operativo Ubuntu que sea compatible con la versión de RegCM y los paquetes necesarios (Giorgi *et al.*, 2019).

6.2 ERA-Interim

ERA-Interim es un reanálisis global atmosférico producido por el Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a Mediano Plazo (ECMWF). Este proyecto cubre el periodo de tiempo desde 1989 hasta la actualidad. Los datos que conforman a ERA-Interim consisten en cuadrículas de parámetros de la superficie en intervalos de 3 horas que describen las condiciones del clima, corrientes oceánicas y superficies de tierra, consta de datos en intervalos de 6 horas de parámetros de la troposfera y estratosfera, promedios mensuales de los parámetros y otros campos derivados de estos datos.

Este proyecto se realizó con el objetivo de hacer un reanálisis del siglo XX y que éste reem-

place al proyecto anterior de ERA-40, mejorando los parámetros que este había obtenido para los modelos del ciclo hidrológico, la circulación estratosférica, la consistencia el tiempo de reanálisis de campos geofísicos, el control de calidad, corrección de preconcepción y desempeño de monitoreo.

Los datos que inicialmente se fueron obteniendo en 1979 se reanalizaron varias veces para mejorar los datos obtenidos y que estos se acercaran a los datos reales. Esto fue de utilidad para investigaciones atmosféricas, pues esto llegó a generar un registro multivariable, espacialmente completo y coherente de la circulación atmosférica. Con esto, varios institutos mejoraron la calidad de sus predicciones a mayores periodos de tiempo, con mayor cobertura espacial y resoluciones temporales con mejores modelos, datos y métodos de asimilación.

Para un reanálisis multivariable es necesario que exista una coherencia física; los parámetros estimados deben coincidir con las leyes físicas y observaciones. Esto es lo que diferencia ERA-Interim de los demás modelos. Para lograrlo, se utiliza un modelo de pronóstico que es capaz de asimilar y comparar observaciones de varios tipos y de varias fuentes, además que logra extrapolar información a regiones cercanas de donde se realiza el reanálisis e incluso propagar la información al futuro. Todo esto se hace con el objetivo de tener una mejor comprensión de datos de temperatura, humedad, viento, presión atmosférica, etc.

El reanálisis de ERA-Interim es producido por un esquema secuencial de asimilación de datos por medio de análisis cíclicos de 12 horas. En cada ciclo, las observaciones disponibles se combinan con información previa de modelos de pronóstico para estimar la evolución del estado de la atmósfera global y la superficie terrestre. Para esto se computa un análisis variacional de campos atmosféricos básicos de aire superior que involucran temperatura, viento, humedad, ozono y presión superficial. Luego se analizan los parámetros cercanos a la superficie; temperatura del suelo, humedad del suelo, nieve y mareas oceánicas. Con estos análisis se inicializan modelos de pronosticación de corto rango que provee datos estimados del estadio anterior que se utilizan en el siguiente ciclo de análisis.

El modelo de pronóstico es parte fundamental en el proceso de asimilación de datos. Con las ecuaciones del modelo se puede extrapolar información de parámetros localmente observados a parámetros no observados físicamente, además de guardar la información para futuros pronósticos. La habilidad y precisión de estos modelos determina que tan bien se asimila y retiene la información; con mejores pronósticos se realizan ajustes mejores para que las observaciones sean consistentes al transcurrir el tiempo.

La asimilación de los datos produce un registro coherente de la evolución global de la atmósfera entrenada por las observaciones disponibles en el periodo de reanálisis. Los archivos de ERA-Interim consisten en estimados de variables meteorológicas de cada 6 horas en cuadrículas tridimensionales, estimados de parámetros superficiales cada 3 horas y otros parámetros de dos dimensiones.

El componente principal la asimilación de información del sistema de ERA-Interim es el análisis de variaciones de 4 dimensiones del estado atmosférico de aire superior cada 12 horas. La característica del análisis de variaciones de 4 dimensiones es que usa el modelo de pronóstico para limitar la evolución de estado en cada análisis. En ERA-Interim también actualiza el conjunto de parámetros estimados que definen la corrección de tendencias para observaciones de radiancia basados en satélites.

El análisis se puede definir como la minimización de la ecuación:

$$J(x, \beta) = (x^b - x)B_x^{-1}(x^b - x) + (\beta^b - \beta)^T B_\beta^{-1}(\beta^b - \beta) + [y - h(x, \beta)]^T R^{-1}[y - h(x, \beta)] \quad (6.3)$$

junto con las variables control (x, β) . En el análisis de variaciones de 4 dimensiones, el control x es el estado inicial del modelo, que define el estado en cualquier tiempo. β contiene los parámetros para la corrección variacional de tendencias que se aplican a observaciones de radiancia.

Los datos de entrada para el análisis consisten en estimados previos (x^b, β^b) como controles y un conjunto de observaciones y que se validan dentro del análisis. También es necesario de información adicional para resolver la minimización por medio de especificaciones para las covarianzas (B_x, B_β) de los errores y covarianzas R de los errores en las observaciones. Para la medición de errores y la inhabilidad del modelo para representar información a pequeña escala está contenida en observaciones. El estimado del estado de fondo x^b se obtiene de pronósticos de corto rango generado del análisis producido en el ciclo anterior. Los estimadores de fondo β^b para parámetros de sesgo son estimados producidos por el análisis previo.

El operador de observación $h(x, \beta)$ se puede definir como una extensión del modelo de pronóstico, se usa para simular observaciones dado un estado del modelo por medio de parámetros sesgados para ajustar errores sistemáticos. La implementación de este involucra la integración de las ecuaciones del modelo para avanzar la estimación del estado a la observación temporal, seguido de la interpolación de la localización observada para la simulación del observable; presión superficial, temperatura, humedad, viento, refracción atmosférica, etc. La habilidad de que el operador de operación pueda modelar precisamente las observaciones afecta la calidad del análisis, pues los errores

o imprecisiones en este operador resulta en la interpretación incorrecta de los datos disponibles. Aunque, la fuente del error se encuentre dentro del valor de R y puede ser compensada por las correcciones de sesgo.

El reanálisis de ERA-Interim se produce mediante el sistema integrado de predicción de ECMWF, que incorpora un modelos de pronóstico con tres componentes acoplados para la atmósfera, superficie y ondas oceánicas, que se ha actualizado desde 1985, introduciendo varios parámetros y modelos físicos para mejorar en reanálisis. Para los modelos físicos se utilizan esquemas para la modelación de la atmósfera, nubes, convección, humedad, superficie de arrastre, pronóstico del ozono, radiación solar entrante, transferencia radiativa, superficie terrestre, ondas oceánicas, temperatura superficial del mar y concentración de hielo en el océano (Dee *et al.*, 2011).

7 Palma africana y regiones climáticas de Guatemala

7.1 Palma Africana

La palma africana (*Elaeis guineensis* Jacq.) es una palmera tropical que se encuentra en climas cálidos en regiones geográficas cercanas a la franja ecuatorial de la Tierra. Esta palma tiene alturas desde los 8.3 y 20 m de altura (Ramírez *et al.*, 2008).

Para su cultivo, el criterio más importante es que la región no sea un área protegida, que se utilice para la producción de alimentos o que tenga bosques. Es necesario el uso de suelos francos o franco-arcillosos, sueltos y profundos en una topografía plana con permeabilidad y drenaje. Este suelo debe tener un nivel de fertilidad entre medio y alto, y niveles de PH del suelo entre 4.5 y 7.5, pero éste puede variar entre 3 y 8.2 (Ramírez *et al.*, 2008; Sáenz Mejía, 2006).

La región en la que se va a realizar el cultivo debe tener rangos de precipitación entre 1,700 y 2,500 mm de lluvia anuales, con un mínimo de 150 mm de lluvia mensuales. En regiones con precipitaciones por debajo de los 1,500 mm de lluvia anuales se deben realizar riegos complementarios en los meses más secos. Además, la región debe tener niveles de humedad relativa mayor al 75%. La planta debe contar con un rango entre 1,500 y 2,000 horas de luz por año (Sáenz Mejía, 2006).

La palma puede adaptarse hasta alturas por debajo de los 700 m sobre el nivel del mar. Los climas recomendados para su siembra van desde sabanas a bosques lluviosos. Las temperaturas ideales para el crecimiento de la palma se dan entre 22 y 33 °C. Para su cultivo, la población óptima es de 143 plantas por hectárea con distancias entre cada planta de 9 m por 7.8 m (Ramírez *et al.*, 2008).

El tiempo de espera necesario para la cosecha de la semilla de la palma africana se da en el tercer año y tiene una producción máxima entre el séptimo y décimo año de vida de la planta. La recolección de las semillas se da cuando poseen cierto grado de madurez (Ramírez *et al.*, 2008) y es económicamente viable por 25 años. En un año su producción es entre 12 y 14 racimos por año, cada uno con una masa entre 20 y 30 kg de semillas, que son materia prima para el aceite vegetal.



Figura 7.1: Cultivo de palma africana.

Fuente: (Gálvez *et al.*, 2012)

Para la selección de las semillas de palma africana que se utilizarán para el cultivo, deben de poseer un material genético capaz de adaptarse a la zona del cultivo y que sea capaz de resistir enfermedades y plagas. Las variedades con este tipo de características son: Yangambi, Deli x Avros, Deli x Lomes, Deli x Nigeria y Deli x Gana.

Las semillas de palma deben pasar por un proceso de germinación y en un vivero por un periodo de 8 meses. Las plantas aptas para sembrar en una plantación de palma deben tener alturas entre 0.6 y 1 m, diámetros de tallo entre 15 y 22 cm, y cuentan con 5 a 8 hojas funcionales; éstas deben ser más anchas que altas.

El tamaño de la plantación debe ser de por lo menos 500 ha; esto puede variar dependiendo de factores económicos y ambientales. En este terreno se debe considerar los pobladores y el interés por la siembra de palma, la delimitación de áreas verdes y bosques para evitar el monocultivo en la zona y también se debe tomar en cuenta a los pequeños y medianos productores para mitigar los efectos sociales que puede provocar una siembra masiva de palma (Sáenz Mejía, 2006).

En Guatemala, la palma africana es cultivada en los departamentos de San Marcos, Retalhuleu, Suchitepéquez, Escuintla, Izabal, Petén y, desde 2006, en la región de la Franja Transversal del Norte. Uno de los productos de este cultivo es el aceite vegetal que es utilizado para la producción de biodiésel y artículos de uso personal (Gálvez *et al.*, 2012).



Figura 7.2: Zona de siembra de palma africana.

Fuente: (Ramírez *et al.*, 2008)

El aceite vegetal también puede ser producido por el maíz y la caña de azúcar; que forman parte de los cultivos más importantes para la economía de Guatemala. Debido a que en la última década aumentó el precio de la palma africana, el cultivo de ésta aumentó llegando a tener un área en el país entre 62,320 y 70,599 ha. En el 2008, Guatemala llegó a producir 97,000 Tn de aceite de palma que se consumió en el país y 150,000 Tn se exportaron a los países de Centroamérica y México.

Entre los principales consumidores del aceite de palma producido en Guatemala se encuentran Frito Lay, Bimbo, Green Earth Fuels, Riverstone Holdings, Goldman Sachs y cadenas de restaurantes de comida rápida. En México, las empresas que compran el aceite de palma guatemalteco son Colgate-Palmolive, Unilever, Procter & Gable; empresas que forman parte de la industria de detergentes y jabones. Además, que en México el consumo anual de aceite por persona es de 35 kg.

El incremento de los cultivos de palma africana se debe también a factores poblacionales, pues supera a otros cultivos en ingresos por superficie y genera fuentes de trabajo en la región de la Franja Transversal del Norte, pues no se ha implementado el uso de máquinas recolectoras por lo que la cosecha de la palma africana es manual. Pero esto no se da en la costa Sur, donde la producción del banano está mecanizada y genera más ingresos que la palma africana (López Monzón *et al.*, 2014).

El uso del aceite de palma africana para el biodiésel puede reducir las emisiones de CO_2 , de-



Figura 7.3: Productos que se hacen utilizando el aceite de palma

Fuente: (Gutiérrez, 2017)

pendiendo de donde se realice esta actividad. Se estima que por cada tonelada de biodiésel se evitan 2.45 Tn de CO_2 . Pero no se está considerando las emisiones de N_2O en la fertilización del cultivo o las emisiones de CO_2 por las máquinas involucradas en la cosecha, transporte y otras actividades. Además, la disminución del CO_2 se da si esta actividad se realiza en tierras degradadas o no ocupadas. La siembra de palma africana tiene impactos negativos en zonas boscosas, pues se talan árboles que secuestran el CO_2 para poder sembrar este cultivo (Ramírez *et al.*, 2008).

El Perfil Ambiental de Guatemala 2010-2012 hecho por el Instituto de Agricultura, Recursos Naturales y Ambiente (IARNA) y la Universidad Rafael Landívar (URL) cuenta con un estudio de caso del aumento de la tierra destinada a la siembra de la palma africana, realizando un análisis de imágenes satelitales utilizando los sensores de Landsat 7 ETM+ y ASTER proporcionados por la Administración Nacional del Aire y el Espacio (NASA), en conjunto con imágenes aéreas para identificar las zonas en las que se realiza la siembra de la palma africana. Además, la Gremial de Palmicultores de Guatemala (GREPALMA) colaboró para que las empresas afiliadas brindaran información a este estudio sobre sus zonas de cultivo de palma.

Este estudio de caso determinó que desde 2006 a 2010 el incremento del área destinada al cultivo de la palma africana había aumentado de 53,980 a 93,515 ha; equivalente a un incremento de cobertura del 73.47%. Este aumento del área cubierta por la palma africana entre 2006 y 2010 en los departamentos de Alta Verapaz, Petén e Izabal es equivalente a un incremento del 649.2%, 192.4% y 23.6%, respectivamente.

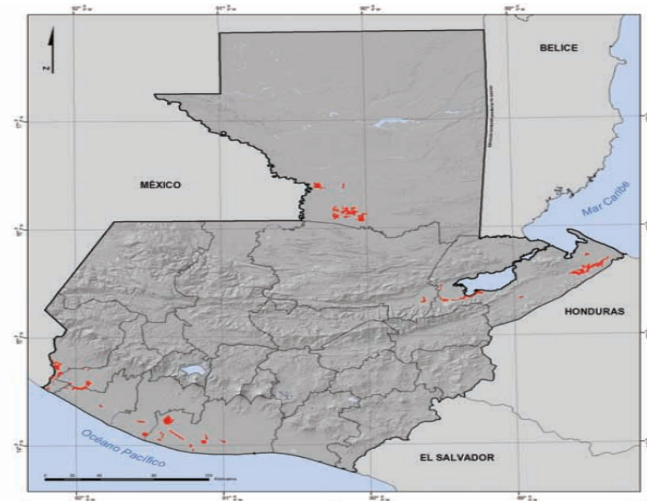


Figura 7.4: Cobertura de palma africana en 2006.

Fuente: (Gálvez *et al.*, 2012)

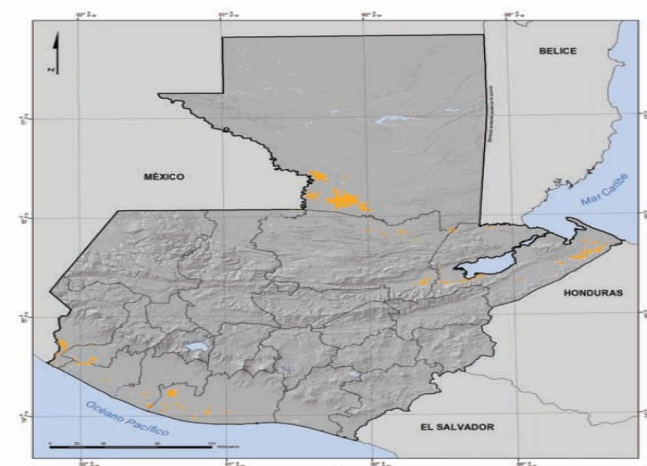


Figura 7.5: Cobertura de palma africana en 2010.

Fuente: (Gálvez *et al.*, 2012)

Para lograr en Guatemala el incremento de área de la palma africana, se ha removido 24,172 ha de bosque, donde 22,533 ha pertenecen al departamento de Petén. En el periodo de 2001 a 2006 se utilizaron 16,945 ha; equivalente al 75.2% del área total, y en el periodo de 2006 a 2010 creció 5,588 ha. También, 22,967 ha de palma africana; 24.56% de la extensión nacional total de palma africana en 2010 y 0.65% de la superficie total de las áreas protegidas inscritas en la Dirección de Desarrollo del Sistema Guatemalteco de Áreas Protegidas (SIGAP), se encuentran en áreas protegidas (Gálvez *et al.*, 2012).

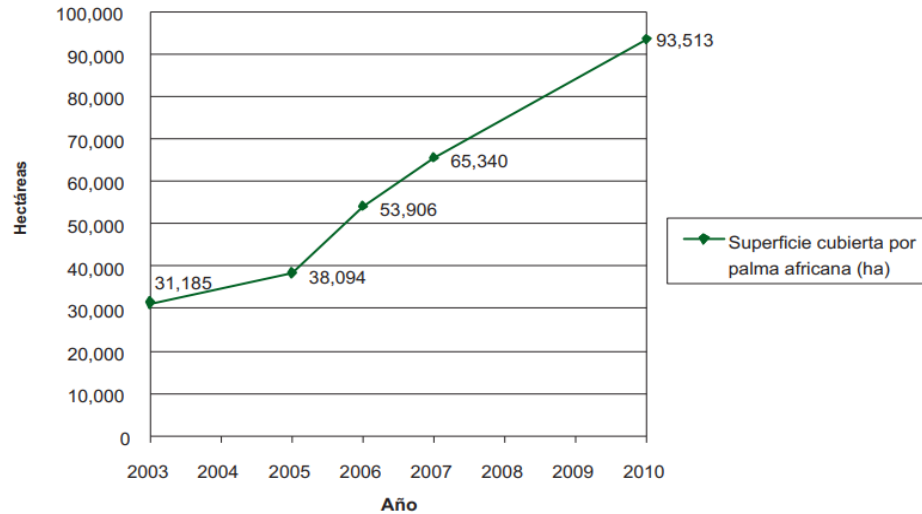


Figura 7.6: Tendencia del crecimiento de la superficie cubierta por palma africana en Guatemala. Periodo 2003-2010.

Fuente: (Gálvez *et al.*, 2012)

En el año 2017, la gremial de palmicultores de Guatemala (GREPALMA) publicó *Agroindustria sostenible de palma de aceite en Guatemala. I anuario estadístico 2016-2017* donde incluyen información de la distribución de hectáreas de cultivo de palma africana en el país, indicadores macroeconómicos, ganancias y todo lo relacionado con el ingreso que brinda la palma africana al país y su rentabilidad para la siembra. Lo relevante de este estudio fueron las regiones donde había palma africana en el año 2017 como se observa a continuación:

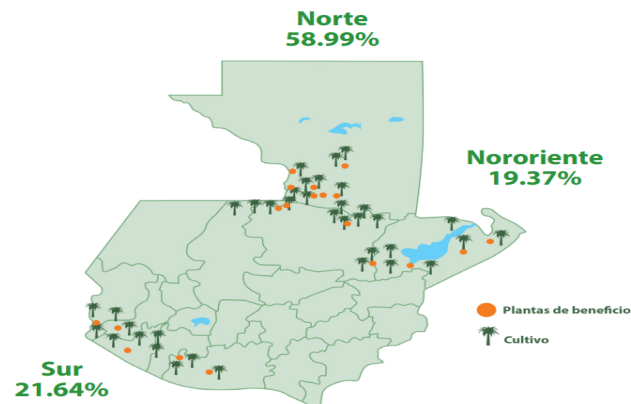


Figura 7.7: Cobertura de palma africana en Guatemala para el año 2017.

Fuente: (Bolaños *et al.*, 2017)

Entre los municipios con suelo dedicado a palma africana están Coatepeque en Quetzaltenango, La Gomera y Tiquisate en Escuintla, Ayutla en San Marcos y Santa Bárbara en Suchitepéquez para la región Sur del país. En el Norte y Nororiente se encuentran Fray Bartolomé de las Casas, Panzós y Raxruhá en Alta Verapaz, San Luis y Sayaxché en Petén y, Livingston, Los Amates y Puerto Barrios en Izabal.

7.2 Regiones climáticas de Guatemala

El clima de Guatemala se debe principalmente a su posición geográfica, topografía, los fenómenos causados por la circulación de la atmósfera y la influencia de los océanos. En Guatemala están marcadas dos épocas, que son la época lluviosa que se da en los meses de mayo a octubre, y la época seca de noviembre a abril.

La época de lluvia se da cuando se establecen en el país vientos alisios del Noreste y la zona de convergencia intertropical se va acercando a las latitudes en las que se encuentra Guatemala. También ocurre que nubes viajan desde las costas africanas por medio de vientos alisios y se van formando ondas del Este que a su vez generan desde lluvias hasta ciclones tropicales. El mes de junio por esta época es característico por días nublados y lluviosos. Ocurre también en esta época la canícula; un periodo de sequía que dura 2 semanas. En el resto de la época se siguen dando lluvias hasta el mes de octubre.

En la época seca aumenta la presión atmosférica, masas de aire frío que se originan en la zona polar; también conocidas como frente frío, causan una disminución de la temperatura y un aumento de las velocidades del viento. Para el mes de febrero se incrementa la temperatura por las olas de calor en marzo y abril, además se dan lluvias por convección o prefrontales por los frentes fríos.

Con las características de estas dos épocas se dan en todo el país, pero debido a factores regionales de vegetación, altitud, topografía, geología y los tipos de suelo, se puede separar a Guatemala en ocho regiones caracterizadas por su clima. Estas regiones son:

- Región del Caribe
- Región de los Valles de Oriente
- Región de Occidente

- Región de Boca Costa
- Región del Pacífico
- Región del Altiplano Central
- Región de la Franja Transversal del Norte
- Región de Petén

(Bardales *et al.*, 2019).

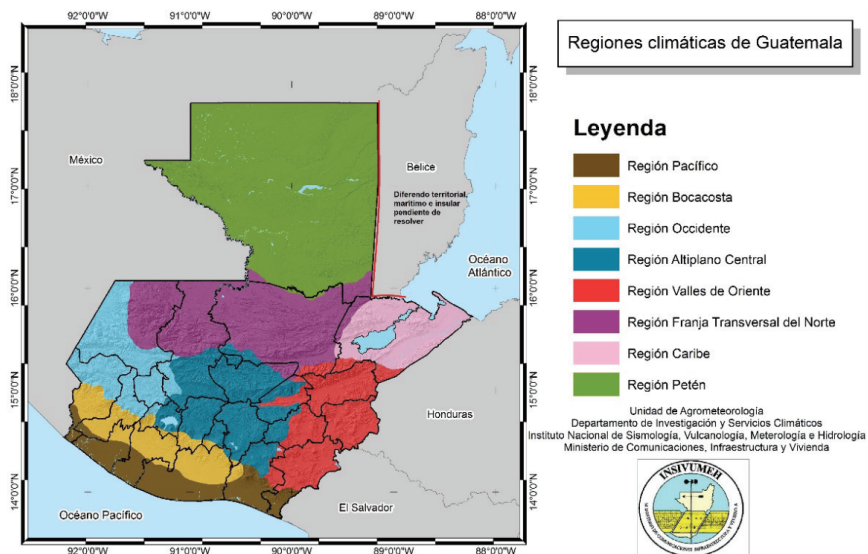


Figura 7.8: Regiones climáticas de Guatemala.

Fuente: (Bardales *et al.*, 2019)

En este trabajo, la región de estudio fue la Franja Transversal del Norte debido a las recientes actividades de siembra de Palma Africana. Esta región está constituida por los departamentos de Alta Verapaz, Huehuetenango y El Quiché (Bardales *et al.*, 2019).

La Franja transversal del Norte contiene municipios con distintos climas, bosque y ecosistemas. En los municipios de Barillas, Ixcán, Chisec y Fray Bartolomé de las Casas conforman planicies aluviales, conforman también un corredor natural de vientos provenientes del Caribe. Esta región es característica por ser muy lluviosa, pues la precipitación ocurre por el vapor de agua transportado por vientos hasta llegar a la Sierra Plegada de Chamá, donde llueve todo el año, llegando a 6,000 mm de lluvia anual.

En los municipios de San Mateo Ixtatán, Santa Ana Huista, San Antonio Huista y Jacaltenango hay laderas y valles provenientes de la cordillera de Los Cuchumatanes; con una altitud de 3,000 m sobre el nivel del mar. En esta región predomina la vegetación de pinos y plantas características de zonas montañosas.

Finalmente, en los municipios de Jacaltenango y Santa Ana Huista se encuentran en una zona de tierra seca y cálida, del otro lado de la Sierra de los Cuchumatanes donde la lluvia es escasa. La zona en esta región se denomina como bosque seco subtropical, que tiene las características de 500 y 1000 mm de lluvia anual, terrenos planos y clima cálido (SEGEPLAN, 2011).

Como se mencionó anteriormente, los departamentos de Alta Verapaz, Huehuetenango y Quiché conforman a la región de Franja Transversal del Norte. A continuación, se presentan datos del clima, flora, fauna y geografía para ampliar más acerca de la biodiversidad y clima de la región de interés para este estudio.

El departamento de Alta Verapaz cubre un territorio con altitudes de 3,000 m de elevación y 100 m de profundidad. Las montañas y cerros en el departamento tienen suelos fértiles; a pesar de la erosión que puede llegar a sufrir. En este departamento cae lluvia constante que humedece las tierras (MINECO, 2017a).



Figura 7.9: Departamento de Alta Verapaz

En este departamento, la flora consiste en palma, orquídeas, azaleas, camelia y camelia. Los bosques; cercanos a Cobán, están formados por coníferas y latifoliadas con alturas de 40 m. El

bosque llega a cubrir 1,227 km cuadrados del municipio, pero este valor ha ido disminuyendo debido a que se talan los árboles para poder sembrar cultivos de café, frijol, arroz, cacao, legumbres, cardamomo y palma africana. Respecto a la fauna, se pueden hallar venados, jabalíes, ardillas, mapaches, loros, guacamayas, pericos, quetzales, tigres, ocelotes, etc. (MINECO, 2017a).

Huehuetenango, geográficamente, está dividido en una región Suroeste y Noroeste debido a la sierra de los Cuchumatanes que presenta una topografía irregular. En este departamento hay regiones con altitudes entre los 300 y 3,993 m sobre el nivel del mar. La precipitación en este departamento se clasifica en 5 niveles distintos, que van desde los 900 hasta los 1,000 mm de lluvia en Cuilco y en el Sur de Nentón desde 4,000 hasta 5,600 mm en Santa Eulalia, San Mateo Ixtatán y Barillas.



Figura 7.10: Departamento de Huehuetenango

En este departamento se encuentra el Bosque Húmedo Montano Bajo subtropical que llega a tener entre 1,000 y 2,000 mm de lluvia anuales, temperaturas promedio entre los 12 y 18 °C y se encuentra a una altitud entre 1,550 y 2,500 m sobre el nivel del mar (MINECO, 2017b).

En Huehuetenango se presentan los climas de templado, semi frío, invierno benigno húmedo y semiseco con temperaturas mínimas de 6 °C, máximas de 25 °C y en promedio 14 °C en todo el año (MINECO, 2017b).

El departamento de Quiché se encuentra a alturas entre los 1,196 y 2310 m sobre el nivel del mar. El clima en esta región es frío, templado y cálido. Este está separado por tres sierras; de

Chamá, los Cuchumatanes y la de Chacús. Además, se encuentran las montañas de Joyabaj y La Cumbre. También están los cerros de Poquijil, Pachum y Achiotes.



Figura 7.11: Departamento de Quiché

En la cabecera; Santa Cruz del Quiché, el clima es frío a finales de año, mientras que en marzo y abril las temperaturas varían entre los 10 y 30 °C con un promedio anual entre los 12 y 18 °C. Las lluvias en esta zona van de los 1,000 a 2,000 mm de lluvia.

En el departamento, la flora consiste en variedades de coníferas, encinos, cerezo, madrón, ciprés, roble y sauce. La fauna en este departamento es de peces de agua dulce, ranas, sapos, serpientes, murciélagos, conejos, lechuzas, pavo, gorriones, palomas y tecolotes (MINECO, 2017c).

8 Metodología

Para realizar este trabajo de investigación se utilizó una computadora de escritorio con sistema operativo Ubuntu que cuenta con un procesador de 8 núcleos a una frecuencia de 3.6 GHz y 32 GB de memoria RAM. Se instaló RegCM 4.7 en la computadora como se especifica en el manual (Giorgi *et al.*, 2019).

Se utilizó el archivo de entrada de la investigación de INSIVUMEH: Proyecciones de Cambio Climático en Guatemala - Reducción Dinámica -, del cual se extrajo la parametrización y se generaron dos archivos de entrada anidados al archivo ya mencionado, con el objetivo de utilizar esos resultados como alimentación de las simulaciones de esta tesis (García, 2019).

Los parámetros que se modificaron del archivo de entrada para obtener ambas simulaciones fueron:

- Las fechas de inicio y fin de la simulación: del 1 de enero de 1987 al 31 de diciembre del 2016.
- La resolución espacial de las dos simulaciones: de 15 km y 20 km.
- Las coordenadas centrales de la simulación: latitud 15.8° y longitud -90.3°.
- Para las dos simulaciones, la atmósfera se dividió en 23 partes.
- La simulación de 20 km tiene una grilla de 26×28 cuadros y la simulación de 15 km tiene una grilla de 34×36 cuadros. En ambos casos las dimensiones de las grillas corresponden a los ejes $x \times y$.
- El parámetro de resolución temporal: de 30 s para la simulación de 15 km y 60 s para la simulación de 20 km.
- El tipo de núcleo en ambas simulaciones es No hidrostático.
- El esquema de precipitación de ambas simulaciones es Tiedtke.

Las simulaciones generaron tres salidas en formato NetCDF: **SRF**; datos de la superficie terrestre, **ATM**; datos de la atmósfera y **STS**; datos estadísticos de las salidas de la superficie. Estos archivos se generaron para cada mes de los 30 años. De estos archivos nuestro interés se centró en los datos del archivo SRF, puesto que requerimos datos de la superficie terrestre.

Utilizando el lenguaje de NCO (netCDF Operators) se escribieron scripts para facilitar la manipulación de los archivos netCDF donde se concatenaban y promediaban los archivos SRF para crear archivos de promedios espaciales, promedios temporales y anomalías para generar los mapas y archivos de texto necesarios. Por medio del programa GrADS (Grid Analysis and Display System), que consiste en un programa que es capaz de graficar archivos netCDF, se crearon scripts con los que se realizaban los mapas correspondientes a los promedios temporales y anomalías y para extraer datos en archivos de texto. Para una mejor visualización de anomalías y series de tiempo se empleó la herramienta de Excel para obtener un mejor resultado visual de estas gráficas.

Las simulaciones eran capaces de generar una gran cantidad de variables climáticas en cada iteración. Se identificaron las variables principales: la temperatura del aire cerca de la superficie, flujo de precipitación, humedad relativa del aire cerca de la superficie, humedad del suelo, viento zonal cerca de la superficie y viento meridional cerca de la superficie. De estas variables, para cada una se decidió generar mapas de promedio temporal en los 30 años, series de tiempo anuales, mapas de anomalías y sus respectivas series de tiempo. Esto se realizó para interpretar el comportamiento y variaciones de cada una de las variables a lo largo de los 30 años en la Franja Transversal del Norte. También se incluyeron datos de estaciones climáticas de INSIVUMEH en Cahabón, Cobán, Nebaj y Panzós, que se encuentran en la Franja Transversal del Norte, para poder compararlos con los datos obtenidos por las simulaciones en los 30 años, como una forma de validación de resultados (INSIVUMEH, 2019).

9 Resultados

9.1 Climatología en Franja Transversal del Norte

Para obtener los mapas mostrados a continuación se realizó un promedio temporal de 30 años en la región de las variables de temperatura media, acumulado de lluvia, humedad relativa, humedad del suelo, viento zonal y viento meridional con el objetivo de observar la climatología en esta región, que consiste en obtener un promedio a lo largo de los 30 años de estas variables en toda la Franja Transversal del Norte y alrededores para identificar el comportamiento en zonas de interés; como es en lugares donde se siembra palma africana.

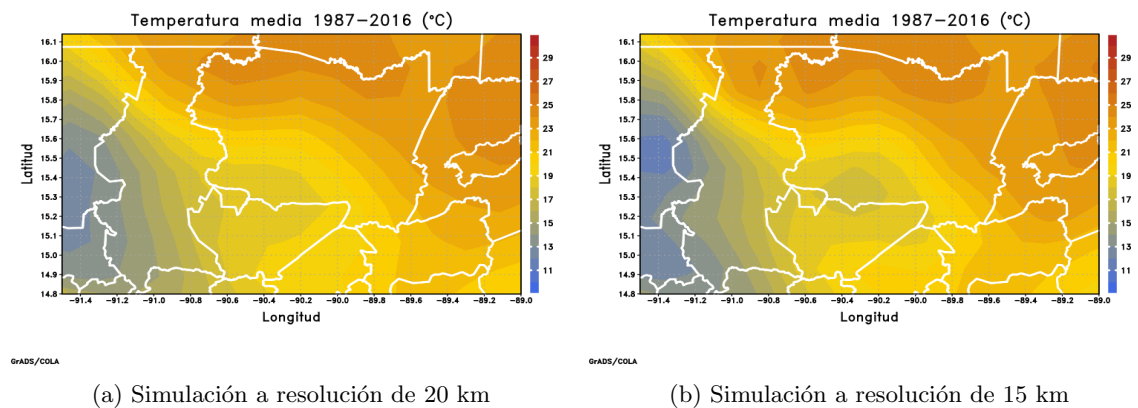


Figura 9.1: Climatología de temperatura media en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016

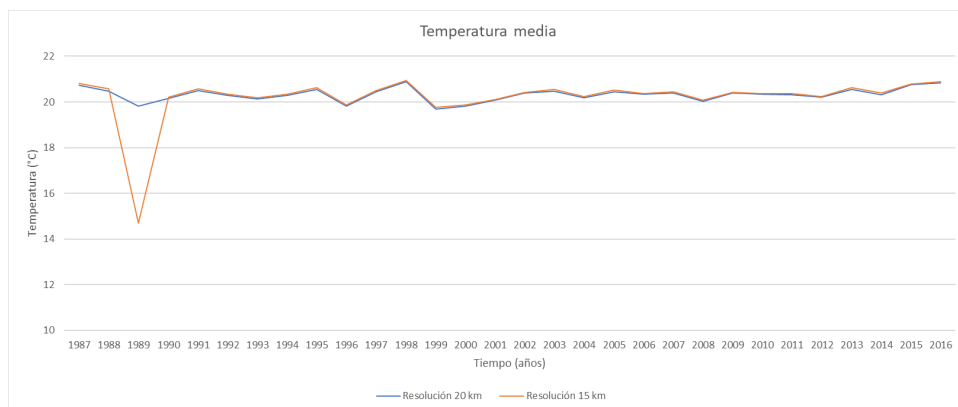


Figura 9.2: Climatología de temperatura media a resoluciones de 20 km y 15 km

Los mapas en las figuras 9.1a y 9.1b muestran un promedio de la temperatura desde 1987 a

2016. Las temperaturas más altas de la Franja Transversal del Norte están ubicadas al Sur de Petén, al Norte de Alta Verapaz y al Noroeste de Izabal, que se encuentran por encima de los 23 °C. En la parte Suroeste de esta región; al Sur de Huehuetenango y en el Occidente de Quiché las temperaturas se encuentran por debajo de los 15 °C.

La Figura 9.2 consiste en una serie de tiempo con los datos de temperatura. Los valores se obtuvieron al promediar espacialmente para cada año todos los datos generados por la simulación dentro del área encerrada en los mapas; entre las latitudes de 14.80° a 16.14° y longitudes de -89° a -91.5°. En ambas simulaciones, la temperatura media de toda la Franja Transversal del Norte es casi constante por los 30 años. Además, las simulaciones a resolución de 20 y 15 km obtuvieron resultados casi idénticos por la forma en que se superponen, excepto para el año de 1989 que la temperatura en la simulación a resolución de 15 km estimó un valor por debajo de los 15 °C.

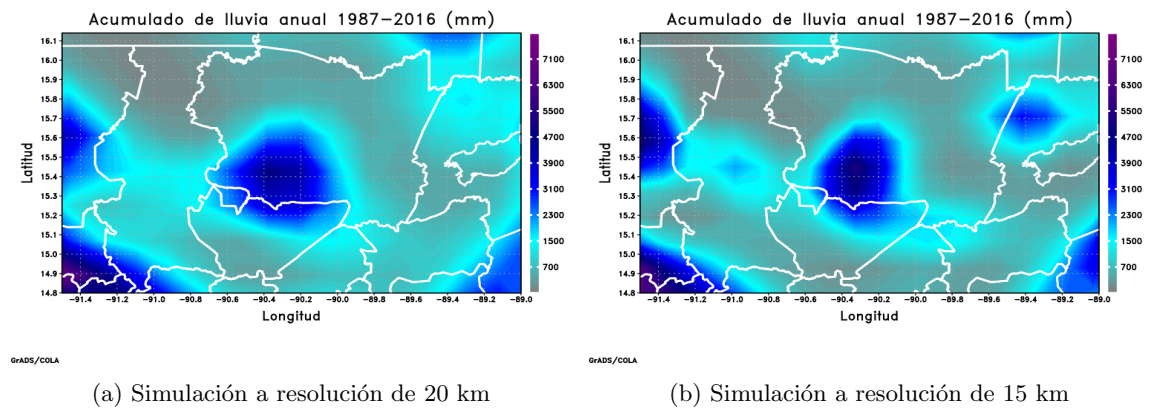


Figura 9.3: Climatología de acumulado de lluvia anual en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016

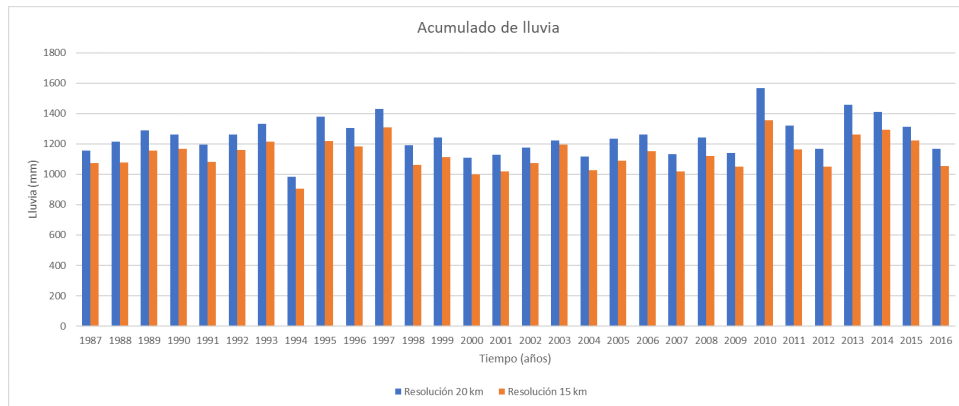
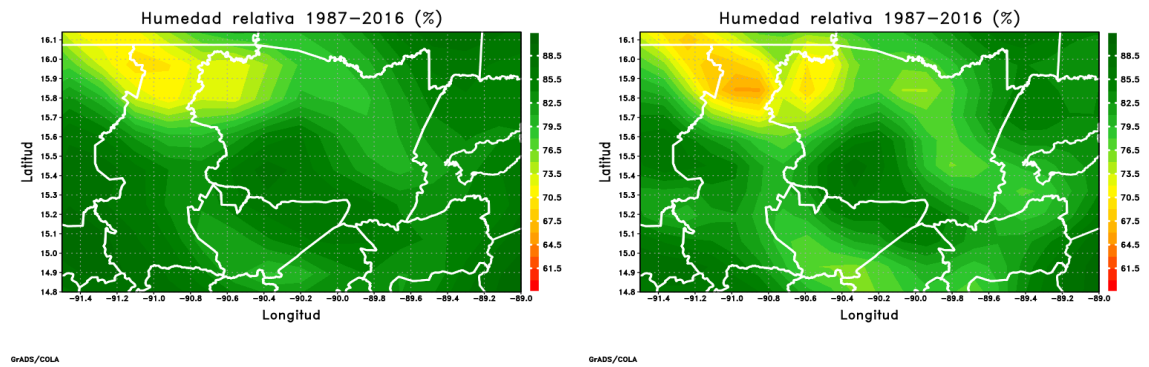


Figura 9.4: Climatología de acumulado de lluvia a resoluciones de 20 km y 15 km

Para los mapas de acumulado de lluvia en la Figura 9.3 muestran un comportamiento muy similar en casi toda la Franja Transversal del Norte, excepto al Sur de Alta Verapaz donde la simulación a resolución de 20 km estimó una región más grande con acumulado de lluvia de 3900 mm que la simulación a resolución de 15 km. También, al Noroeste de Izabal y en la parte central de Quiché la simulación de 15 km estimó un acumulado de lluvia mayor que en la simulación de 20 km. Para ambas simulaciones, la lluvia no se encuentra uniformemente distribuida en los departamentos, sino que hay lugares más propensos a lluvia donde el acumulado está entre los 3100 y 5500 mm anuales como Cobán, pero en la mayor parte de la región el acumulado está entre los 0.0 y 1500 mm.

A pesar de que los mapas son bastante similares, la serie de tiempo para el acumulado de lluvia indica que la simulación a resolución de 20 km en todos los años es mayor a la de 15 km. También que solamente en el año 1994, en ambas simulaciones el acumulado de lluvia estuvo por debajo de los 900 mm en la Franja Transversal del Norte y que el máximo; para ambas simulaciones, ocurrió en el año 2010, que fue el año en el cual ocurrió la tormenta tropical Agatha que causó varias inundaciones en casi todo el país.



(a) Simulación a resolución de 20 km

(b) Simulación a resolución de 15 km

Figura 9.5: Climatología de humedad relativa en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016

La humedad relativa en la Franja Transversal del Norte tiene un comportamiento muy similar con los mapas del acumulado de lluvia. En ambas simulaciones se observa que las zonas con mayor humedad son al Sur de Alta Verapaz, Sur de Huehuetenango, Sur de Petén y Noroeste de Izabal. También ocurre para la humedad relativa que las mismas partes con acumulado de lluvia por debajo de los 1000 mm tienen una humedad relativa menor al 70%. Al comparar ambos mapas, la escala muestra que la simulación de 20 km obtuvo una humedad relativa mayor que la simulación de 15 km en todo el mapa.

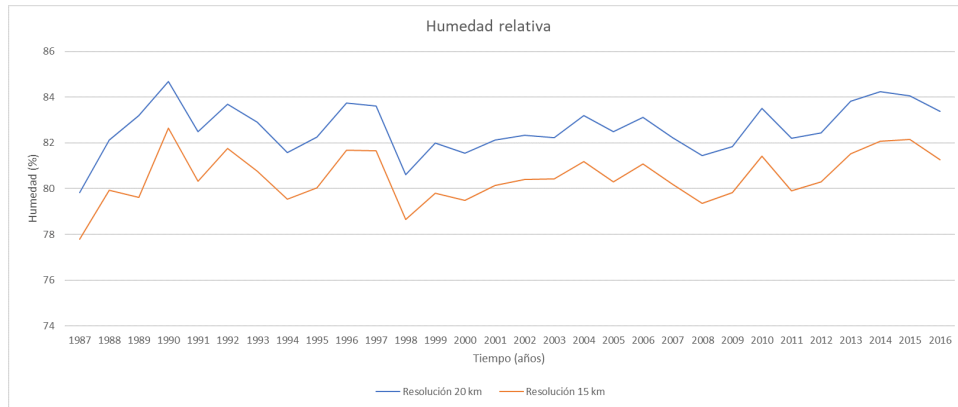
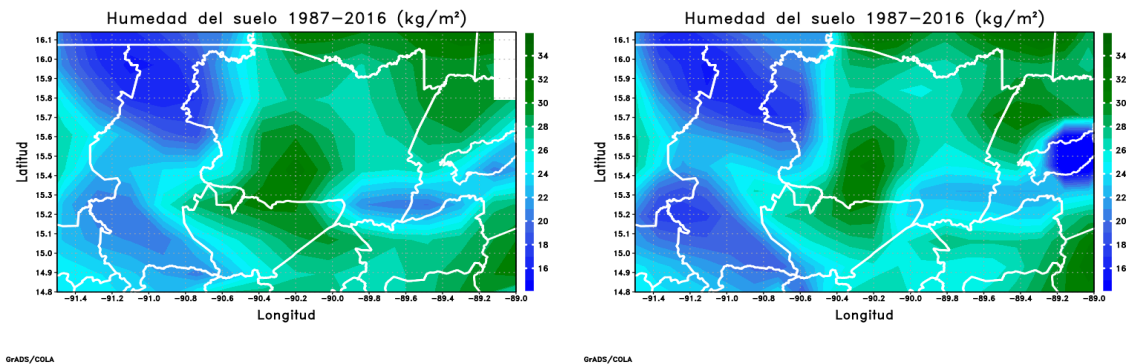


Figura 9.6: Climatología de humedad relativa a resoluciones de 20 km y 15 km

En la climatología de humedad relativa para las dos simulaciones se observa el mismo comportamiento en los 30 años, pero la simulación a resolución de 20 km; como se mencionó anteriormente, estimó una humedad mayor en la región y la Figura 9.6 confirma que esto ocurrió durante los 30 años, este comportamiento da lugar a la presencia de un error sistemático para la simulación de esta variable climática. No hay un comportamiento definido de aumento o disminución de la humedad en la región. De 1998 a 2016 la humedad relativa varió en 2% en ambas simulaciones, no hay una tendencia definida de incremento o decremento de la humedad en este intervalo de tiempo.



(a) Simulación a resolución de 20 km

(b) Simulación a resolución de 15 km

Figura 9.7: Climatología de humedad del suelo en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016

Como se observa en las figuras 9.7a y 9.7b, la humedad del suelo tiene un comportamiento similar al acumulado de lluvia. La humedad del suelo es mayor al Sur de Alta Verapaz, Sur de Petén y Noroeste de Izabal con valores por encima de los 30 kg/m² de humedad, de la misma forma que al Norte y Sur de Quiché la humedad del suelo está por debajo de los 20 kg/m² de humedad.

Para la humedad del suelo en esta región de Guatemala, no se puede identificar un patrón

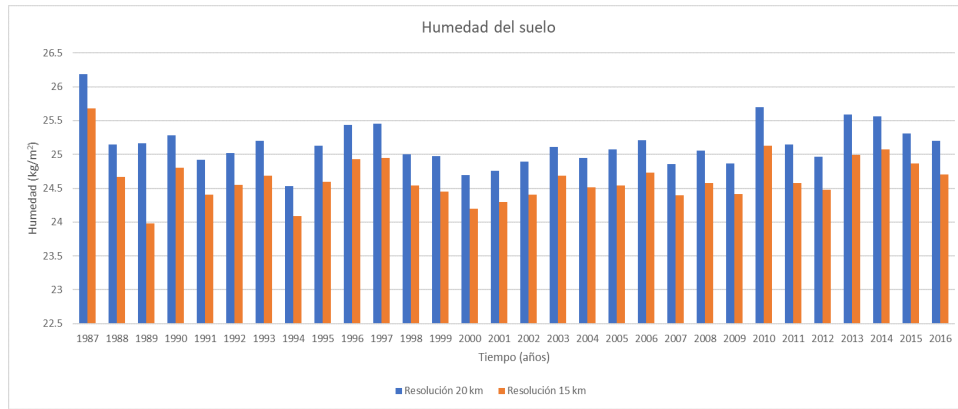
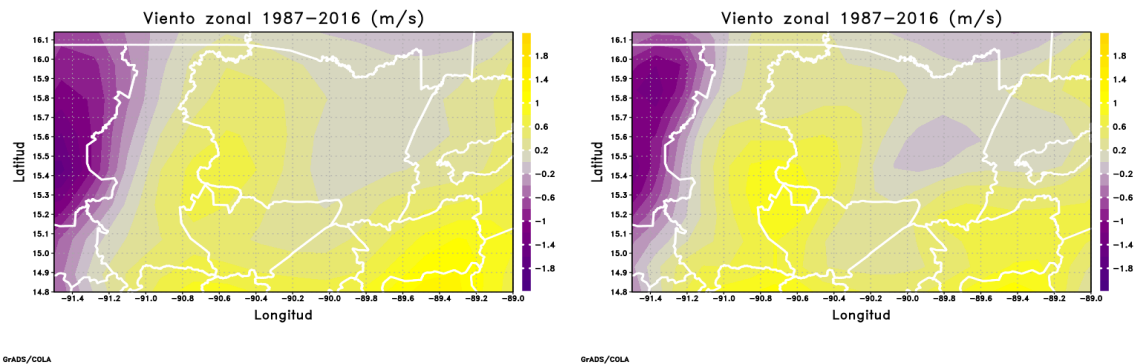


Figura 9.8: Climatología de humedad del suelo a resoluciones de 20 km y 15 km

de comportamiento a lo largo de los años, solamente que este se ha mantenido entre los 24 y 25.5 kg/m² para ambas simulaciones. De nuevo ocurre que la simulación a resolución de 20 km obtuvo resultados mayores que la resolución de 15 km en cada año. También se observa que el valor máximo de milímetros de lluvia ocurrió en 1987 con más de 25.5 kg/m² de humedad en el suelo. En los años 2010, 2013 y 2014 se obtuvieron datos mayores en comparación a los demás años, en parte puede atribuirse a la tormenta tropical Agatha y al huracán Bárbara que en esos años afectaron al país.



(a) Simulación a resolución de 20 km

(b) Simulación a resolución de 15 km

Figura 9.9: Climatología de viento zonal en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016

Ambas figuras 9.9a y 9.9b indican que en gran parte de la Franja Transversal del Norte la velocidad del viento tiene una dirección predominante hacia el Este alcanzando los 1.4 m/s en promedio. En ambos mapas se observa que solamente en Huehuetenango y en una zona al Sur de Petén; con una magnitud de 0.2 m/s, el viento se dirige hacia el Oeste. Una pequeña diferencia observada entre ambas simulaciones es que la simulación a resolución de 15 km obtuvo que en una región al Este de Alta Verapaz que el viento se dirige hacia el Oeste, pero este valor en magnitud

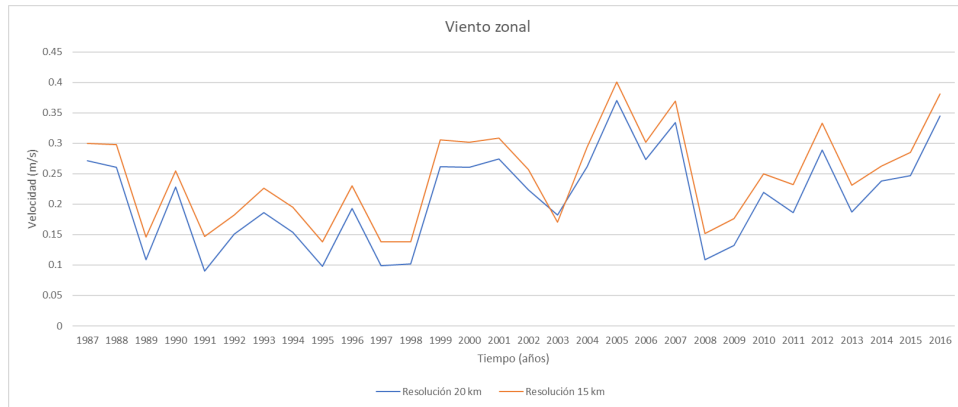
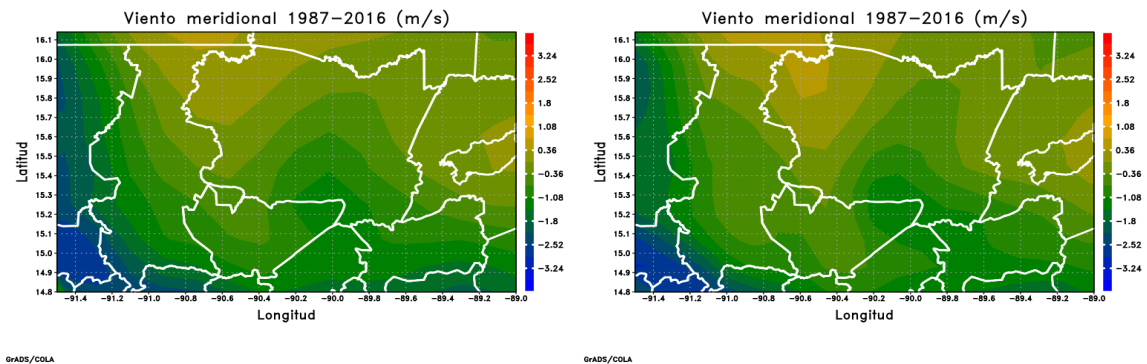


Figura 9.10: Climatología de viento zonal a resoluciones de 20 km y 15 km

se encuentra por los 0.2 m/s.

En la serie de tiempo, de nuevo se observa que ambas simulaciones presentaron un comportamiento bastante similar a lo largo de los 30 años, que la velocidad predominante en esta región siempre es hacia el Este a velocidades entre 0.1 y 0.35 m/s para la simulación de 20 km, mientras que la simulación de 15 km estimó velocidades entre los 0.15 y 0.4 m/s. De 1987 a 2007 la velocidad del viento en ambas simulaciones varía demasiado y no presenta un comportamiento definido, pero del 2007 a 2016 existe una tendencia de aumento en la velocidad.



(a) Simulación a resolución de 20 km

(b) Simulación a resolución de 15 km

Figura 9.11: Climatología de viento meridional en Franja Transversal del Norte de 1987 a 2016

Para el viento meridional, la dirección del viento tiende a ir hacia el Sur, excepto en la parte Norte de Quiché, Noroeste de Alta Verapaz y Suroeste de Petén con velocidades de 1 m/s. Para casi toda la parte Sur de la Franja Transversal del Norte la velocidad del viento tiene una magnitud de 1.08 m/s, principalmente al Sur de Alta Verapaz, la parte central de Quiché y en Huehuetenango. No hay mucha diferencia entre ambas simulaciones, excepto que al Noroeste de Alta Verapaz en la simulación de 15 km el viento tiende a dirigirse hacia el Norte en vez del Este.

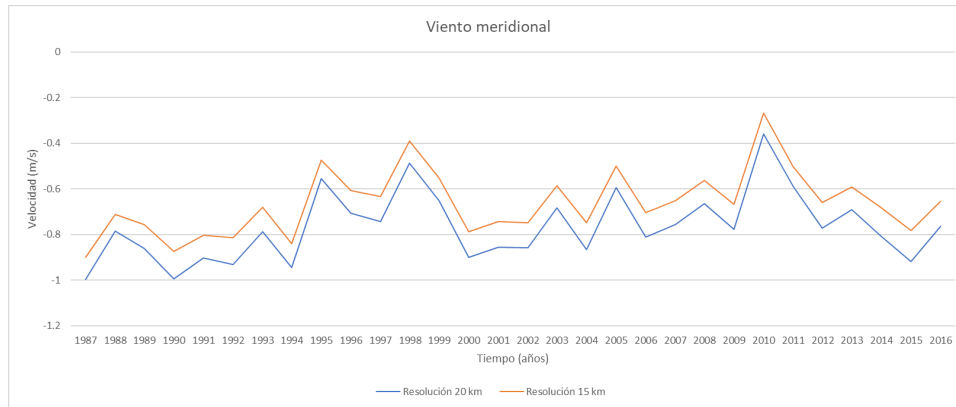


Figura 9.12: Climatología de viento meridional a resoluciones de 20 km y 15 km

Para la Figura 9.12, se interpreta que, aunque la gráfica de la simulación de 20 km esté por debajo de la de 15 km, la magnitud indica que la simulación de 20 km obtuvo una mayor velocidad del viento meridional hacia el Sur. De nuevo, ocurrió que ambas simulaciones generaron datos muy similares entre sí en los 30 años, con diferencias menores a los 0.1 m/s.

9.2 Anomalía climática

La anomalía en esta sección consiste en la diferencia entre una variable en determinados períodos de tiempo y su propia climatología, siendo esta última un promedio temporal de 30 años para este caso; que son los valores en los mapas de la sección previa. Esto se realiza con el objetivo de observar regiones en los mapas con datos mayores o menores a la climatología de los 30 años. Se decidió trabajar por décadas definidas de: 1987 a 1996, 1997 a 2006 y 2007 a 2016 para observar la variación de cada variable. Junto con esto, se trabajó una serie de tiempo de la anomalía que es una diferencia de los valores obtenidos en las series de tiempo de la sección anterior menos el promedio de estos datos en los 30 años y observar incrementos o déficits de forma general en la región en todos los años.

Anomalía de temperatura media

La Figura 9.16 indica que en casi todos los años la simulación a resolución de 15 km genera temperaturas mayores a la simulación de 20 km excepto en 1989 donde ocurre un pico invertido para la temperatura de la Franja Transversal del Norte con una diferencia de 5 grados centígrados que se podría atribuir al modelo o a los archivos ERA-Interim de ese año. Por esta razón en la Figura 9.13 la anomalía de temperatura es mucho menor en la simulación de 15 km; entre los -0.50 y -0.15 °C, que en la de 20 km; entre los -0.15 y 0.10 °C. Se observa también un comportamiento

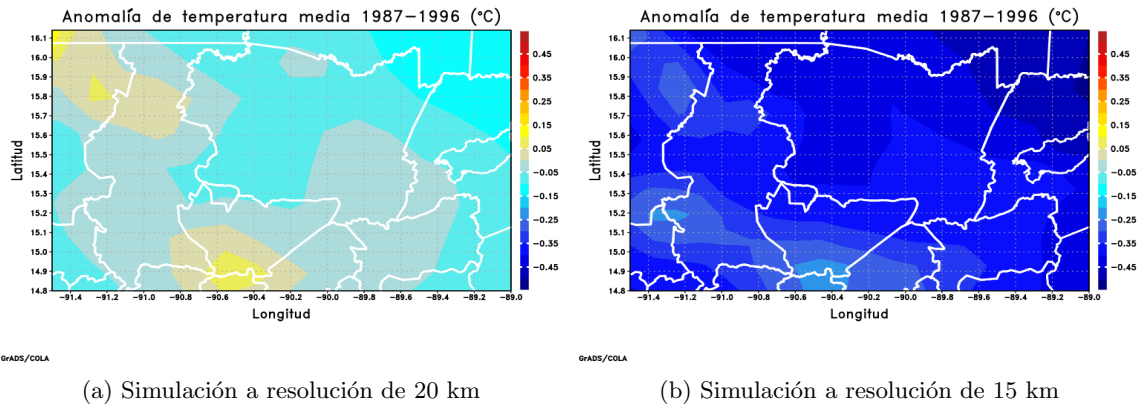


Figura 9.13: Anomalía de temperatura media en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996

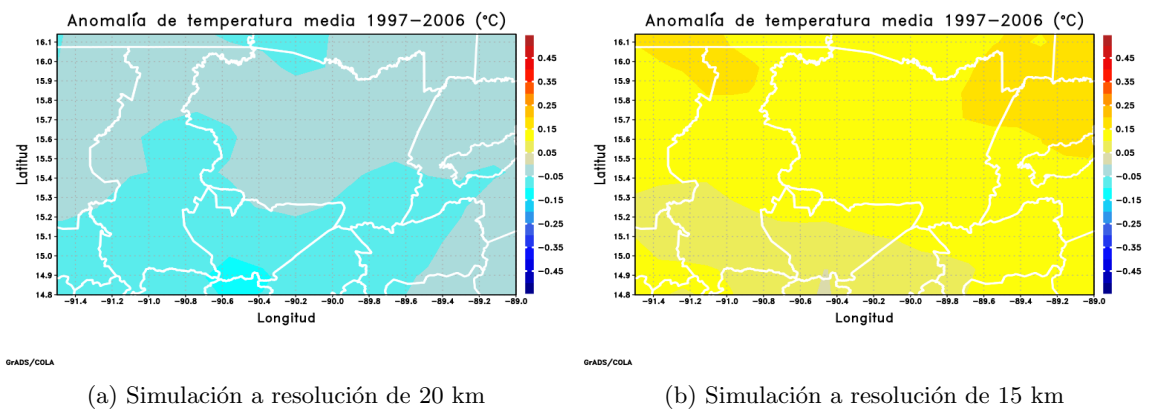


Figura 9.14: Anomalía de temperatura media en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006

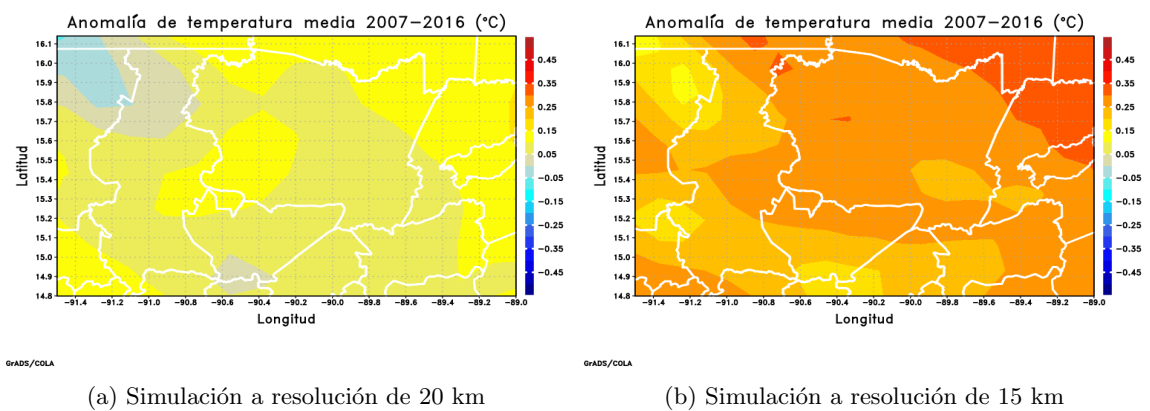


Figura 9.15: Anomalía de temperatura media en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016

similar con los valores más grandes de la anomalía al Noreste de Huehuetenango y Sur de Baja Verapaz.

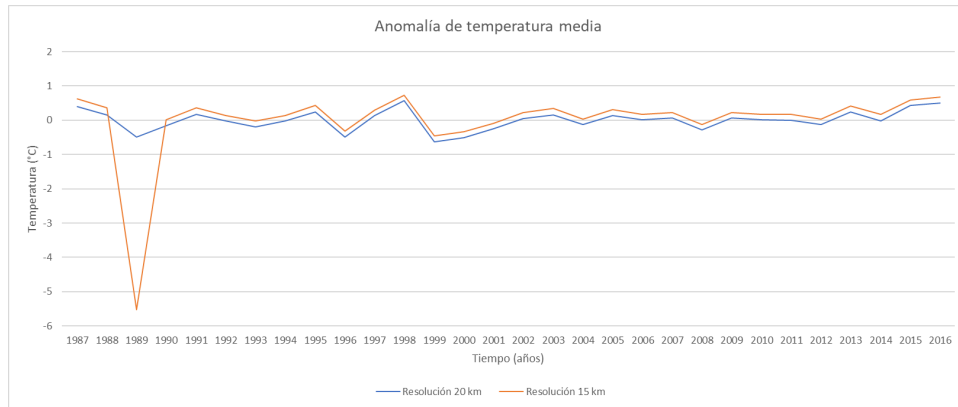


Figura 9.16: Anomalía de temperatura media a resoluciones de 20 km y 15 km

Para la segunda década; de 1997 a 2006, la simulación presenta una anomalía de temperatura mayor a 0, por lo que la temperatura en esta década es mayor a la media en toda la región, mientras que en la simulación de 20 km, la anomalía en este intervalo de tiempo se mantiene respecto a la década anterior, aunque en gran parte de la Franja Transversal del Norte la anomalía se encuentra entre los 0.05 y 0 °C por debajo de la media, por lo que hubo un aumento de temperatura en esta parte.

Para la última década, la anomalía en ambas simulaciones es mayor a 0, por lo que la temperatura se encuentra por encima de la media en toda la región; excepto en la simulación de 20 km donde al Norte de Huehuetenango la anomalía se mantuvo respecto a la década anterior. Se había mencionado inicialmente que en casi todos los años la simulación de 15 km estimó una temperatura mayor a la de 20 km. La Figura 9.15b muestra que la anomalía es más grande en la parte Sureste de Petén y al Noroeste de Izabal. Estas regiones son cercanas a las plantaciones de palma africana, pero no necesariamente es una causa directa del aumento de temperatura debido a que la deforestación en esta región no solo se ha realizado para sembrar palma africana, sino que también para otro tipo de cultivos.

Anomalía de precipitación

Para la Figura 9.20, el comportamiento de la anomalía del acumulado de lluvia en ambas simulaciones es bastante similar; ambas son distintas en el año 2003 como se observa en esa figura. En ambos mapas de la Figura 9.17 se observa que, en Huehuetenango, al Suroeste de Quiché y Sureste de Alta Verapaz las simulaciones estimaron un déficit de lluvia en estas regiones, mientras que, al Norte de Quiché, Alta Verapaz e Izabal y el Sur de Petén se dio un exceso del acumulado de lluvia. Ambas simulaciones estimaron que el máximo de la anomalía se dio cerca de Cobán.

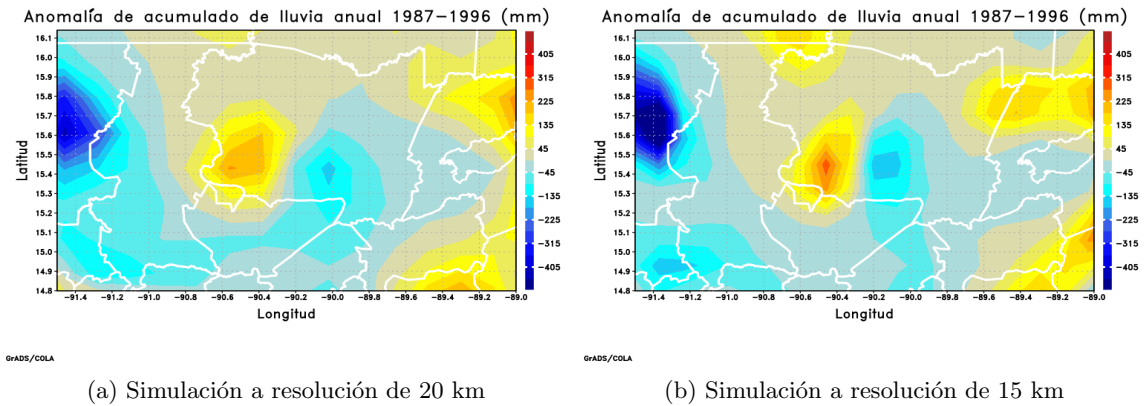


Figura 9.17: Anomalías de acumulado de lluvia en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996

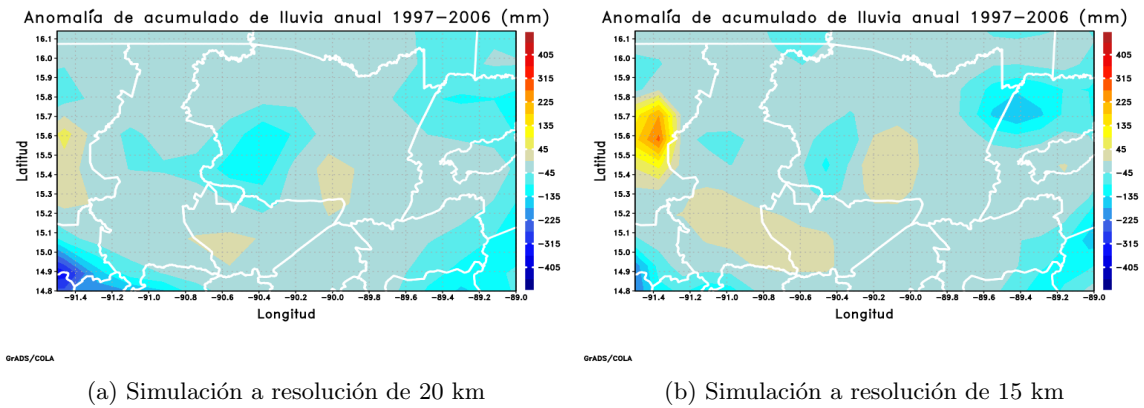


Figura 9.18: Anomalías de acumulado de lluvia en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006

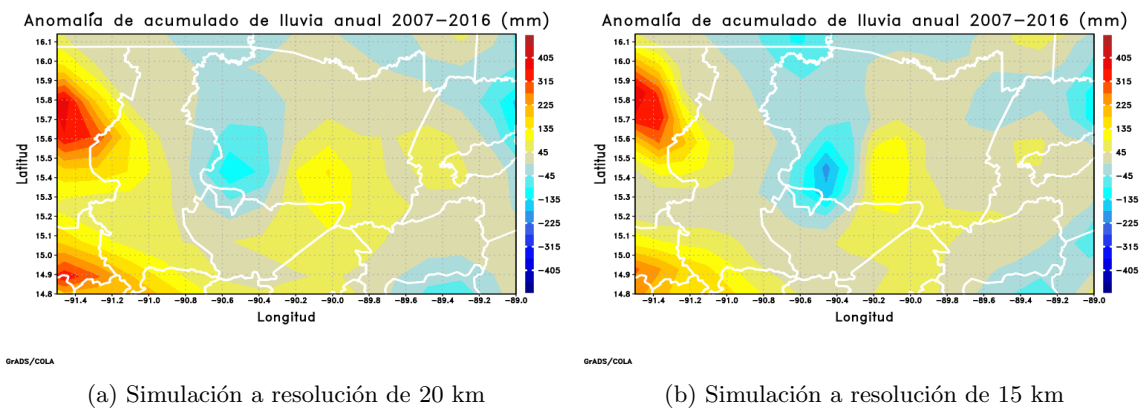


Figura 9.19: Anomalías de acumulado de lluvia en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016

La anomalía en la segunda década en su mayoría negativa en la serie de tiempo para ambas

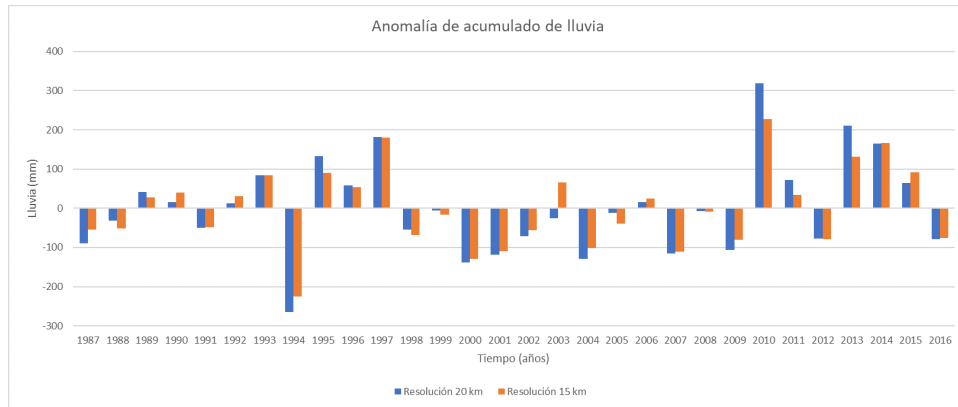


Figura 9.20: Anomalía de acumulado de lluvia a resoluciones de 20 km y 15 km

simulaciones, que explica los datos observados en los mapas, donde en la mayor parte de la región existe un déficit de precipitación entre 0.0 y 135 mm por debajo de la media excepto en la región central de Huehuetenango y al Sur de Alta Verapaz donde hay un exceso de lluvia de 45 mm por encima de la media.

En la serie de tiempo se observa que la anomalía es positiva en 5 años, y que la magnitud es mayor a los años donde hay un déficit. En ambas simulaciones ocurre que, en Huehuetenango, Quiché, al Este de Alta Verapaz y Suroeste de Izabal hay un exceso de milímetros de lluvia, llegando a un máximo de 400 mm en Huehuetenango. En el resto de la Franja Transversal del Norte el déficit en su mayoría está entre los 0.0 y 45 mm de lluvia y además al Suroeste de Alta Verapaz la anomalía llega a un déficit de 180 mm de lluvia acumulada.

Anomalía de humedad relativa

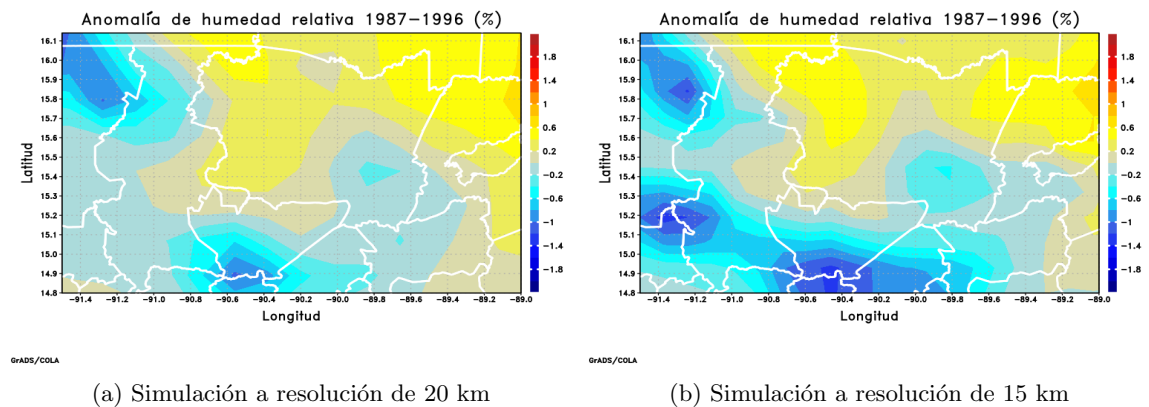


Figura 9.21: Anomalías de humedad relativa en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996

La Figura 9.24 indica que ambas simulaciones en los 30 años tienen resultados bastante similares

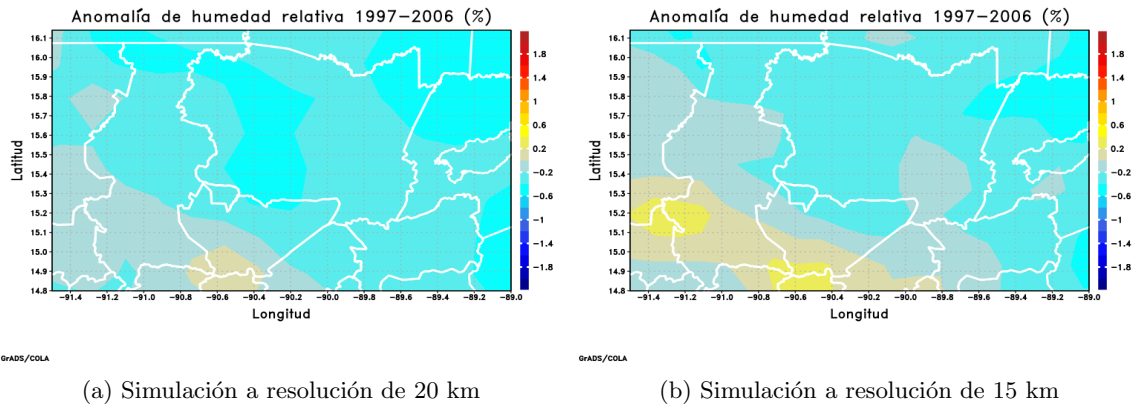


Figura 9.22: Anomalías de humedad relativa en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006

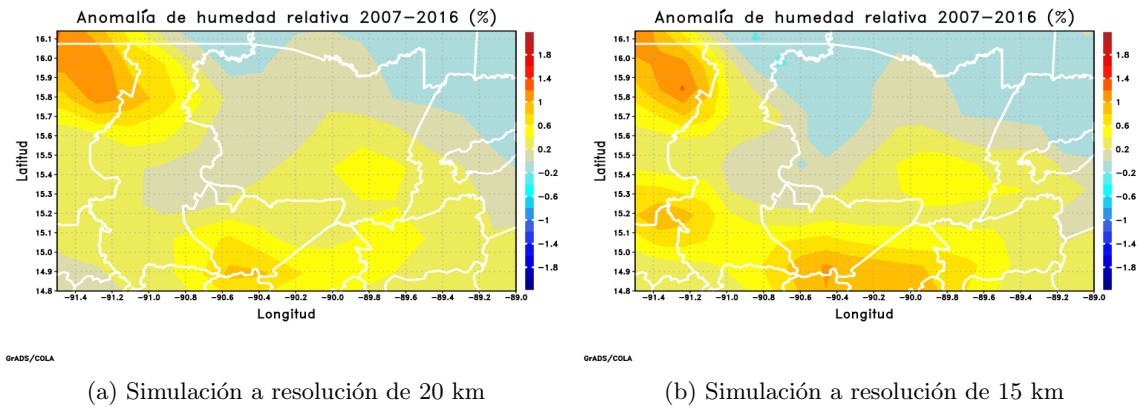


Figura 9.23: Anomalías de humedad relativa en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016

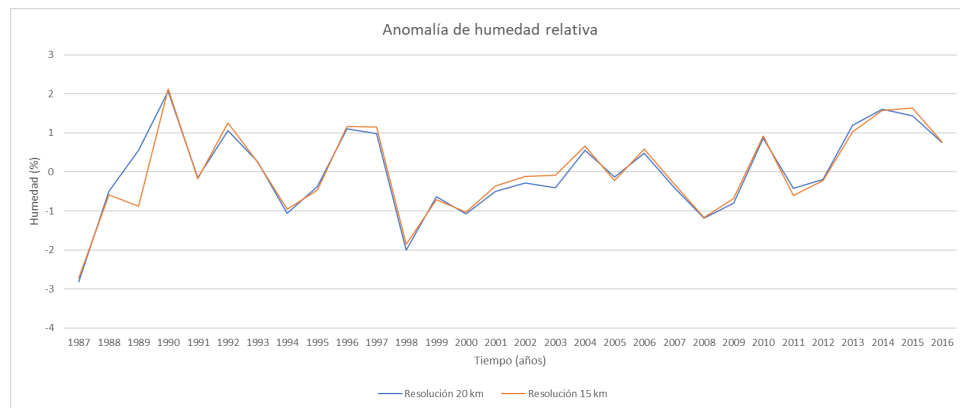


Figura 9.24: Anomalia de humedad relativa a resoluciones de 20 km y 15 km

entre sí, y que en la primera década la anomalía de humedad fluctuó bastante entre una anomalía positiva y una negativa, debido a que las gráficas de la serie de tiempo casi se superponen, los mapas de anomalías deberían de ser casi idénticos, como se observa en la Figura 9.21 donde la

simulación de 20 km tiene una anomalía de humedad relativa mayor a la simulación de 15 km. Ambas tienen valores entre -1.2 y 0.6% para la anomalía, pero la región cubierta por la anomalía positiva en la simulación de 20 km que se encuentra en la región Noreste de la Franja Transversal del Norte cubre un área mayor que la simulación de 15 km. Esto se explica con la serie de tiempo entre los años de 1988 a 1990 por la forma de ambos gráficos.

Como se dijo anteriormente, la segunda década del estudio en ambas simulaciones muestra un comportamiento casi idéntico en la anomalía. En la simulación del 20 km la anomalía en casi toda la Franja Transversal del Norte está entre 0.2 y 0.6% por debajo de la media excepto en una región al Este de Huehuetenango con una anomalía entre -0.2 y 0.0%, mientras que en la simulación de 15 km la anomalía entre 0.0 y 0.2% cubre la mayor parte de Huehuetenango, parte central de Quiché y una región al Sureste de Alta Verapaz.

Finalmente, en la última década para la anomalía de la humedad relativa, se tiene que al Noreste de la Franja Transversal del Norte ambas simulaciones obtuvieron que la humedad estaba entre el 0.0 y 0.2%. Dependiendo de la simulación, hay una parte al Noroeste de Alta Verapaz y al Noreste de Quiché donde la anomalía de la humedad también es negativa, pero en la simulación de 20 km, esta anomalía consiste en una pequeña zona, mientras que en la simulación de 15 km la anomalía cubre gran parte del Oeste de Alta Verapaz. Para el resto de la Franja Transversal del Norte la anomalía se encuentra entre el 0.0 y 0.6% en su mayoría, pues al Norte de Huehuetenango se obtuvo una humedad relativa mayor entre el 0.8 y 1.2%.

Anomalía de humedad del suelo

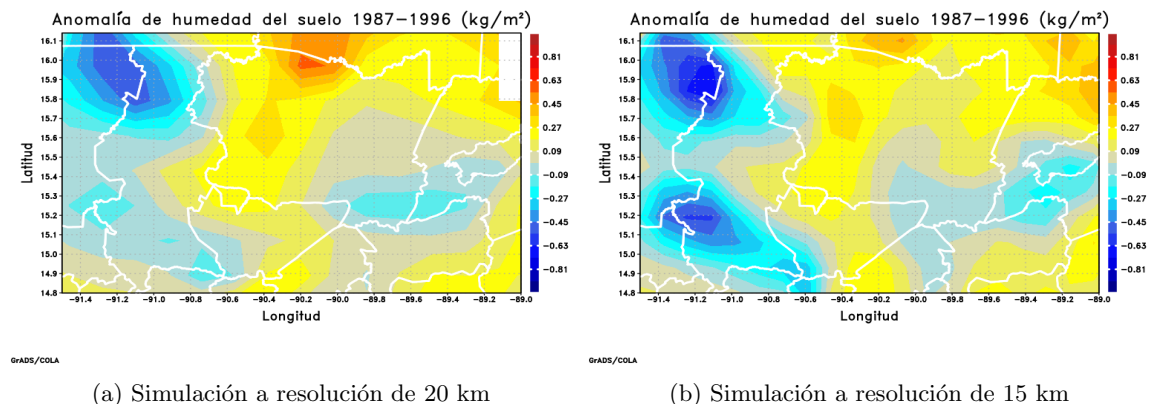


Figura 9.25: Anomalías de humedad del suelo en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996

En la Figura 9.28, el único año donde las simulaciones difieren es en 1989 donde la simulación

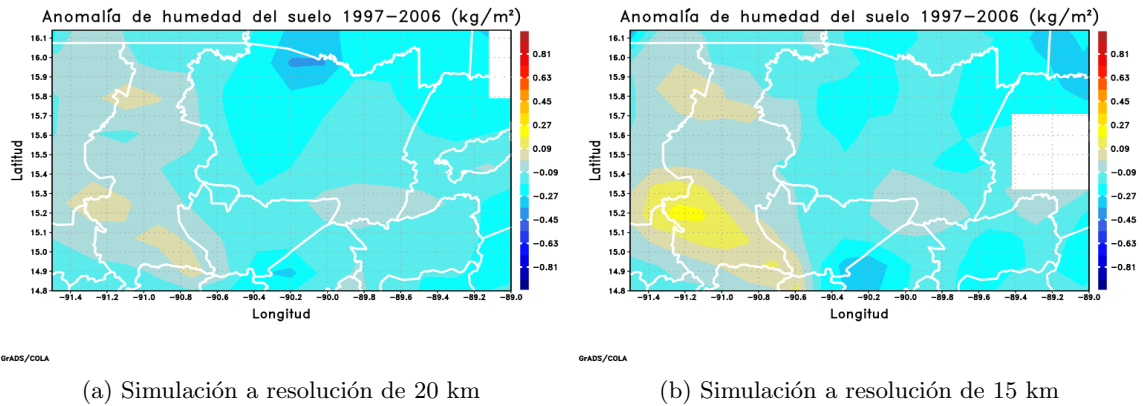


Figura 9.26: Anomalías de humedad del suelo en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006

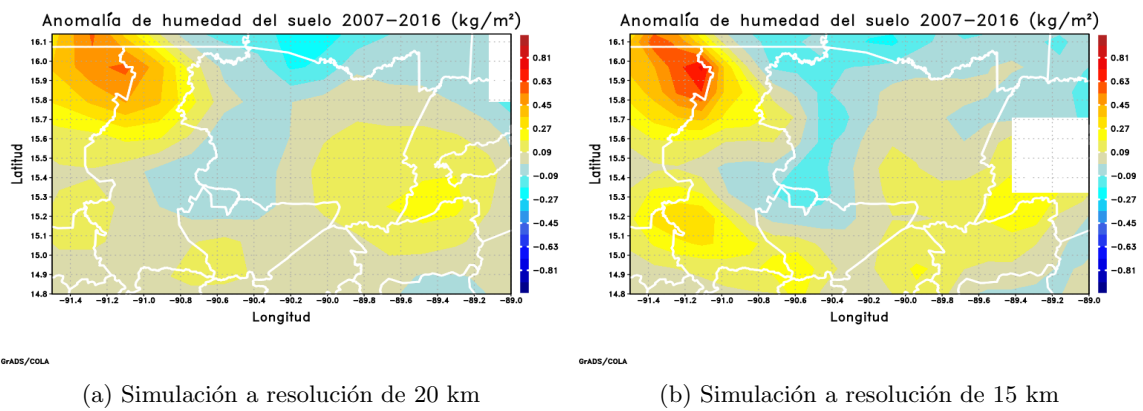


Figura 9.27: Anomalías de humedad del suelo en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016

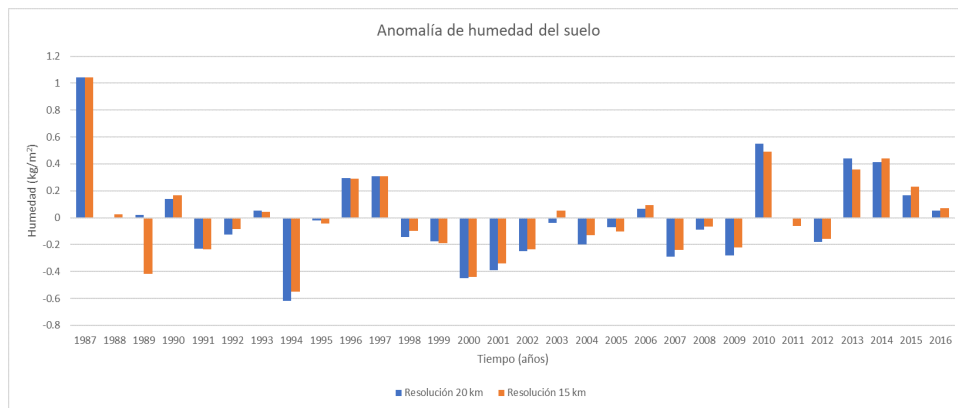


Figura 9.28: Anomalías de humedad del suelo a resoluciones de 20 km y 15 km

de 15 km estimó una humedad en el suelo por debajo de la media. Como en el resto de los años es bastante similar esta anomalía se puede explicar por qué en la simulación de 15 km la anomalía es tan baja al Noreste de Huehuetenango y al Sur de Quiché en comparación a la simulación de

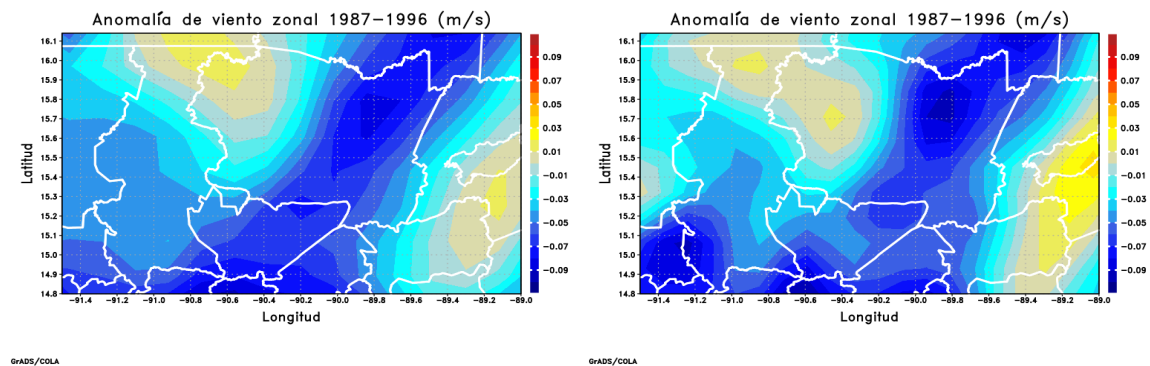
20 km. Ambas simulaciones detectaron que la humedad era mayor al Sur de Petén en esta década.

De 1997 a 2006 ambas anomalías son bastante similares en la Franja Transversal del Norte con una humedad del suelo por debajo de la media, indicando una disminución respecto a la década anterior. La anomalía para la simulación de 15 km en Quiché es mayor que la simulación de 15 km en área cubierta como se observa en la Figura 9.26b.

En la última década se observa que, en Huehuetenango, el Norte de Quiché, el Este de Alta Verapaz y el sur de Izabal aumentó la humedad del suelo llegando a estar por encima de la media. En el Sur de Petén, al Este de Alta Verapaz y al Noroeste de Izabal aumentó la humedad en el suelo en algunas partes, pero se mantuvo por debajo de la media en estos departamentos.

Se debe mencionar que en las figuras 5.25 a 5.27 hay partes del mapa sin coloración, debido a que las simulaciones detectaron en esas partes de la Franja Transversal del Norte cuerpos de agua, por lo que no obtuvieron datos de la humedad del suelo. Varía el área de vacío de datos entre las simulaciones por el tamaño de la resolución.

Anomalía de viento zonal



(a) Simulación a resolución de 20 km

(b) Simulación a resolución de 15 km

Figura 9.29: Anomalías de viento zonal en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996

La serie de tiempo para la anomalía de viento zonal indica que ambas simulaciones generan datos bastante similares, con excepción en 1991 y 2003, principalmente. Para el resto de los años, ambas líneas se superponen de forma casi exacta. Al observar la Figura 9.29 la principal diferencia entre ambas simulaciones es que en Huehuetenango la anomalía es mayor en la simulación de 15 km; aunque aún se encuentra por debajo de la media. En Izabal ocurre también que la anomalía es mayor para la simulación de 15 km. Estas diferencias se pueden atribuir al comportamiento de

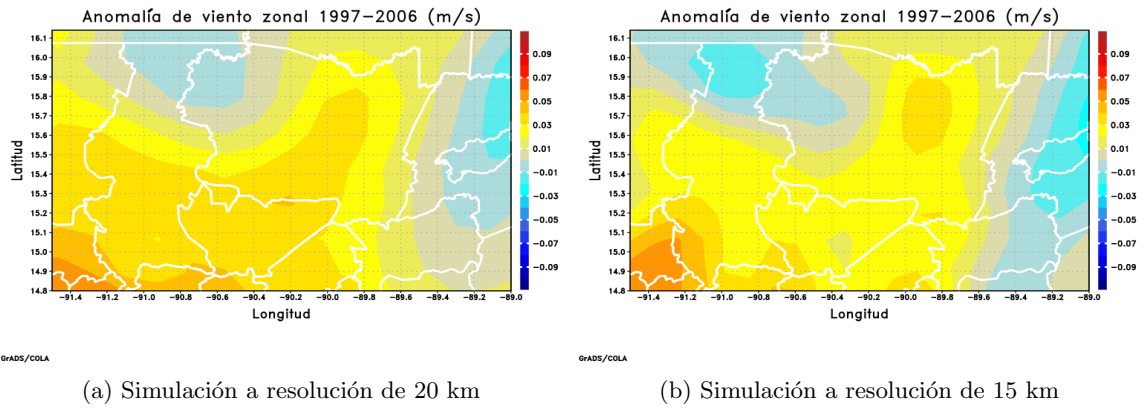


Figura 9.30: Anomalías de viento zonal en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006

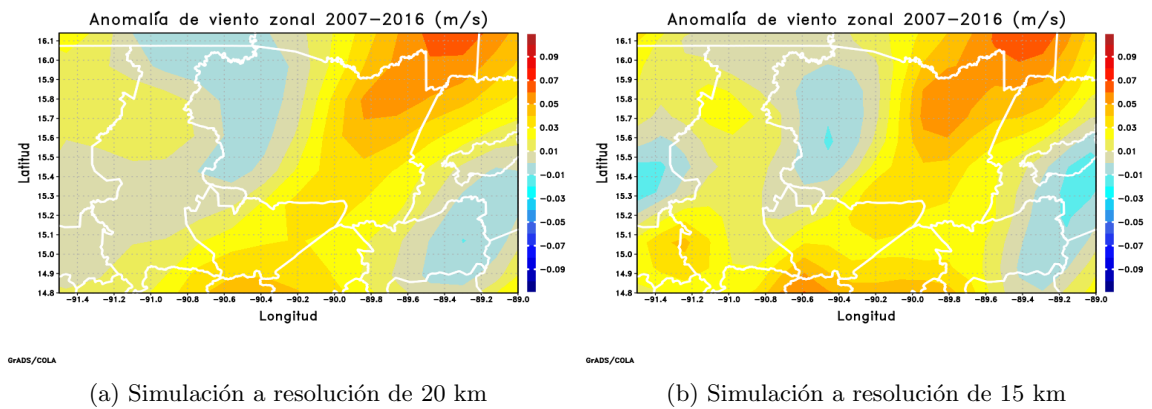


Figura 9.31: Anomalías de viento zonal en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016

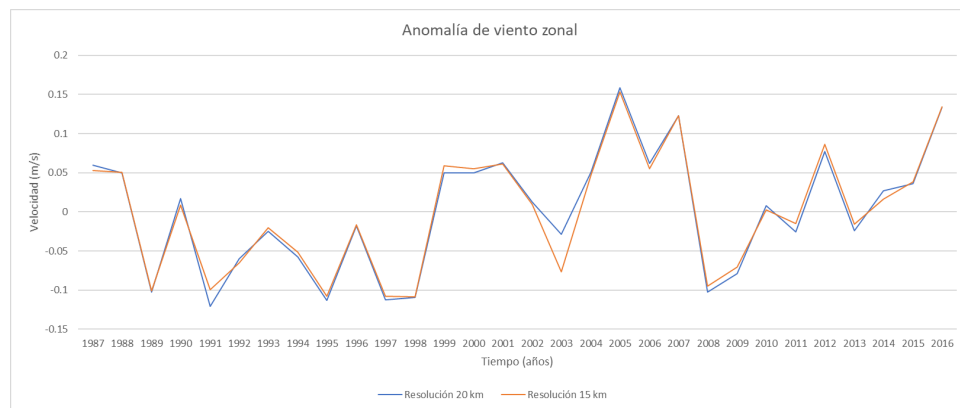


Figura 9.32: Anomalía de viento zonal a resoluciones de 20 km y 15 km

las simulaciones en 1991 donde la simulación a resolución de 15 km es mayor a la de 20 km.

Para la segunda década se observa que la anomalía de la velocidad del viento incrementa en

este periodo llegando a valores de hasta 0.15 m/s por encima de la media en promedio para toda la Franja Transversal del Norte. Lo más interesante es que en la Figura 9.30, ambas simulaciones obtuvieron un incremento en la velocidad del viento en casi toda la Franja Transversal del Norte, principalmente en regiones donde la anomalía llegaba a los 0.07 m/s por debajo de la media. En ambas simulaciones ocurre también que al Norte de Quiché y al Este de la Franja Transversal la velocidad del viento disminuyó la anomalía, que en la década anterior estaba por encima de la media en estas partes.

Para la última década, la anomalía aumenta en la parte Sur de Petén, al Noroeste de Izabal y al Noreste de Alta Verapaz llegando a 0.09 m/s por encima de la media. La anomalía por negativa que estaba en Izabal en la década se desplazó hacia el Sur en esta década para ambas simulaciones y la que se encontraba al Norte de Huehuetenango se desplazó hacia el Sur en Alta Verapaz. Para esta última década, las series de tiempo de ambas anomalías se superponen entre sí de forma casi exacta, que explica la similitud entre los mapas de la Figura 9.31.

Anomalía de viento meridional

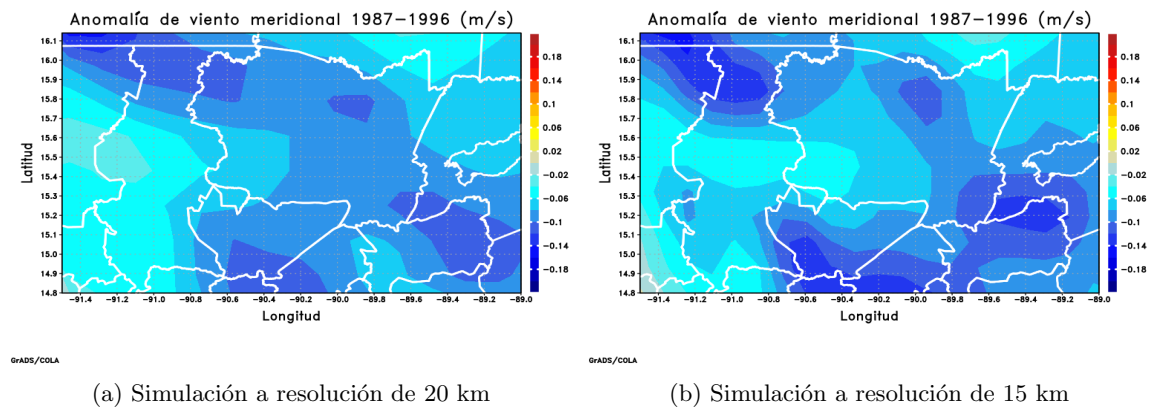


Figura 9.33: Anomalías de viento meridional en Franja Transversal del Norte de 1987 a 1996

La Figura 9.36 indica que la anomalía es muy similar en ambos casos. A diferencia de las otras series de tiempo en esta sección, ambas anomalías tienen casi el mismo comportamiento a lo largo de los 30 años; aún más que la anomalía de humedad relativa en la Figura 9.24, por lo que ambas simulaciones predicen el mismo comportamiento y magnitud del viento meridional en los 30 años. La Figura 9.33 indica el comportamiento de la anomalía en los primeros 10 años, donde la diferencia más notoria se da al Sur de Quiché donde la anomalía es menor en la simulación de 15 km. La anomalía en Alta Verapaz es menor que en la simulación de 15 km, pues mayor parte del departamento tiene una anomalía entre 0.05 y 0.10 m/s por debajo de la media, por lo que

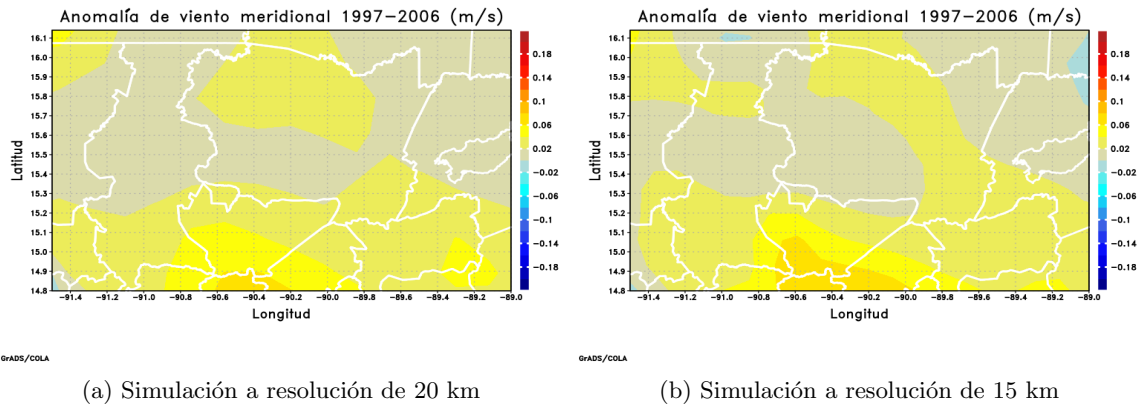


Figura 9.34: Anomalías de viento meridional en Franja Transversal del Norte de 1997 a 2006

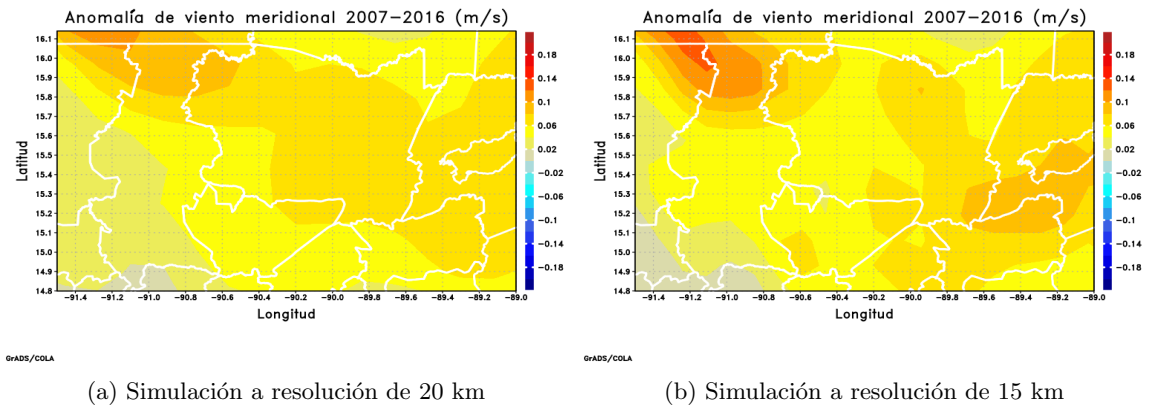


Figura 9.35: Anomalías de viento meridional en Franja Transversal del Norte de 2007 a 2016

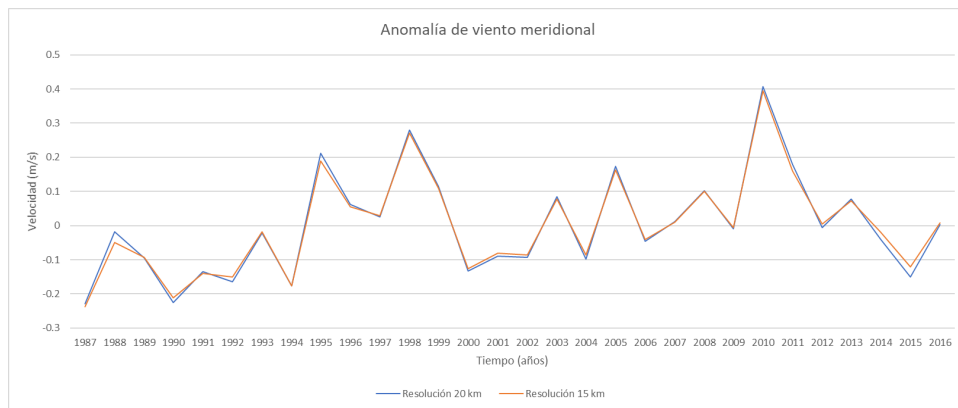


Figura 9.36: Anomalía de viento meridional a resoluciones de 20 km y 15 km

la magnitud de velocidad del viento que se dirige hacia el Norte es menor para esta década; no necesariamente que se dirige hacia el Sur.

La anomalía en la década de 1997 a 2006 incrementó en toda la región de la Franja Transversal del Norte. Ocurrió que las regiones con la anomalía más baja de la década en anterior para Alta Verapaz y el Norte de Huehuetenango con una anomalía mayor a la media entre los 0.02 y 0.06 m/s.

En la Figura 9.35, la anomalía en ambos mapas aumentó de nuevo, indicando que la velocidad del viento tiende a ir hacia el Norte, aunque se debe al máximo de la anomalía en el año 2010 como se observa en la serie de tiempo. Gran parte del Norte de Alta Verapaz; para la simulación de 20 km, tiene una velocidad de viento meridional más alta, al igual que en Izabal, el Norte de Huehuetenango y Quiché en ambas simulaciones.

De todos los mapas y gráficos anteriores se puede decir que ambas simulaciones para la velocidad de viento zonal y meridional, humedad relativa y temperatura predicen valores muy similares entre sí o que ambos generan datos con un comportamiento casi idéntico, por lo que se podría decir que la resolución no afecta a los datos generados. Por esto se debe de realizar comparaciones con datos observados; que se realizaron en la siguiente sección, para determinar qué simulación estima datos más realistas y poder concluir cuál simulación es mejor para obtener datos o si este parámetro es irrelevante para simulaciones con una magnitud similar a la que se utilizó, ya que no necesariamente cualquier resolución es válida para simular datos debido a las generalizaciones que se consideran en altitud, longitud, latitud, tipo de suelo y otros factores al momento de generar datos. Además, esto puede ser crucial para determinar si resoluciones tan grandes son necesarias para generar datos más precisos en otras investigaciones y puede ser determinante para el tiempo de ejecución de la simulación.

9.3 Comparación con datos observados

Se comparó los promedios anuales de temperatura media y acumulado de lluvia de 4 estaciones de INSIVUMEH situadas en la región Franja Transversal del Norte con los datos extraídos de las simulaciones a resoluciones de 15 y 20 km de la misma ubicación que las 4 estaciones meteorológicas ya mencionadas, esto con el objetivo de observar el comportamientos de las variables climáticas principales en puntos específicos de la región de estudio y ver que tanto se asemejan las simulaciones a valores reales. También se obtuvo la diferencia entre los datos observados con los simulados para observar cual es el sesgo estadístico. Finalmente, se obtuvieron las métricas: media, desviación estándar, coeficiente de variación, correlación, error cuadrático medio y coeficiente de variación del error cuadrático medio para observar que tan bien predecían las simulaciones el comportamiento y las magnitudes en temperatura y acumulado de lluvia.

Comparación con estación climática en Cahabón:

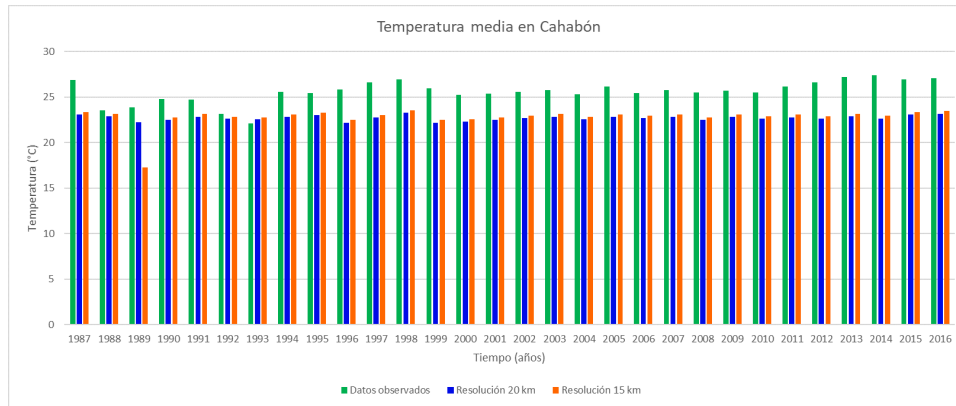


Figura 9.37: Comparación de temperatura media en Cahabón de los datos observados y simulaciones

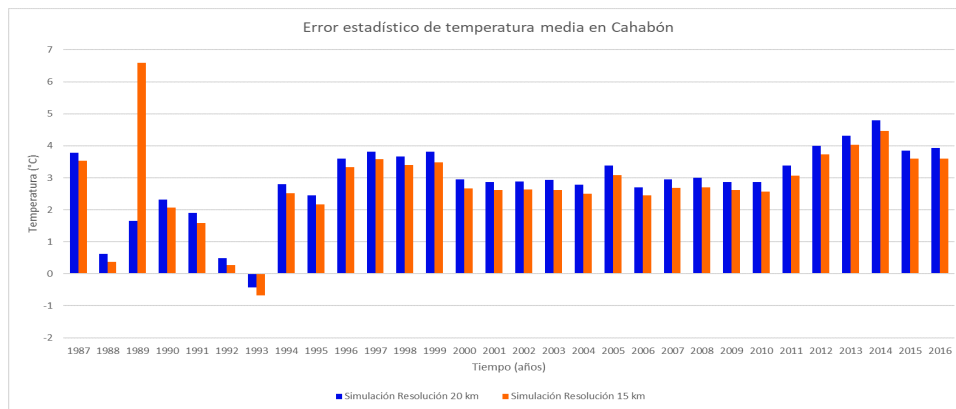


Figura 9.38: Error estadístico de temperatura media entre simulaciones y datos de estación de Cahabón

Cuadro 9.1: Correlación y error cuadrático medio de temperatura media

Temperatura media (°c)			
Fuente de datos	INSIVUMEH	Simulación 20 km	Simulación 15 km
μ	25.61	22.74	22.82
σ	1.22	0.28	1.08
CV	4.78%	1.23%	4.73%
ρ_{xy}	1	0.39	0.35
$RMSE$	0	3.11	3.08
CV_{RMSE}	0%	12.13%	12.03%

En la Figura 9.37 se puede observar que ambas simulaciones subestiman la temperatura media en Cahabón por 3.0 °C en la mayoría de los casos. En 1988, 1992 y 1993 los datos son bastante cercanos a los datos obtenidos por la estación, también en 1989 la simulación de 15 km subestima

demasiado la temperatura por más de 5.0 °C.

En la Figura 5.38, ambas simulaciones desde el año 2000 al 2010 mantienen un error de 3 en la mayoría de los años en este periodo. En 1989, 1992 y 1993 hay un error por debajo de 1.05 °C.

El cuadro de temperatura media para Cahabón indica que la temperatura media de las simulaciones es menor a la de los datos de INSIVUMEH, también que la simulación de 20 km tiene una dispersión menor a la otra simulación y a los datos observados como indica el coeficiente de variación. El error cuadrático medio es bastante similar para ambas simulaciones con 3.11 °C para la simulación de 20 km y 3.08 °C para la simulación de 15 km. Los coeficientes de correlación indican una similitud con los datos de 0.39 y 0.35, respectivamente, mostrando que las simulaciones no pudieron obtener un comportamiento similar al de la temperatura media de esta estación.

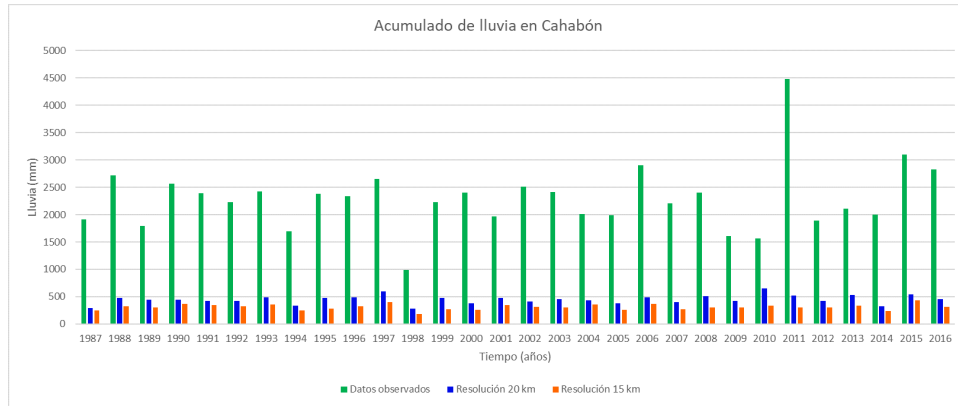


Figura 9.39: Comparación de acumulado de lluvia en Cahabón con los datos observados y simulaciones

Cuadro 9.2: Correlación y error cuadrático medio de acumulado de lluvia

Acumulado de lluvia (mm)			
Fuente de datos	INSIVUMEH	Simulación 20 km	Simulación 15 km
μ	2291.12	484.26	334.91
σ	605.82	79.72	45.04
CV	26.44%	16.46%	13.45%
ρ_{xy}	1	0.10	0.13
$RMSE$	0	1901.86	2043.43
CV_{RMSE}	0%	83.01%	89.19%

Para la Figura 9.39, el acumulado de lluvia en Cahabón en ambas simulaciones se encuentra muy por debajo respecto a los datos de la estación. En todos los años, ambas simulaciones subestiman el acumulado de lluvia casi 5 veces menos que el dato observado en casi todos los años; excepto en 1998 donde la diferencia no es tan grande; 3 veces aproximadamente.

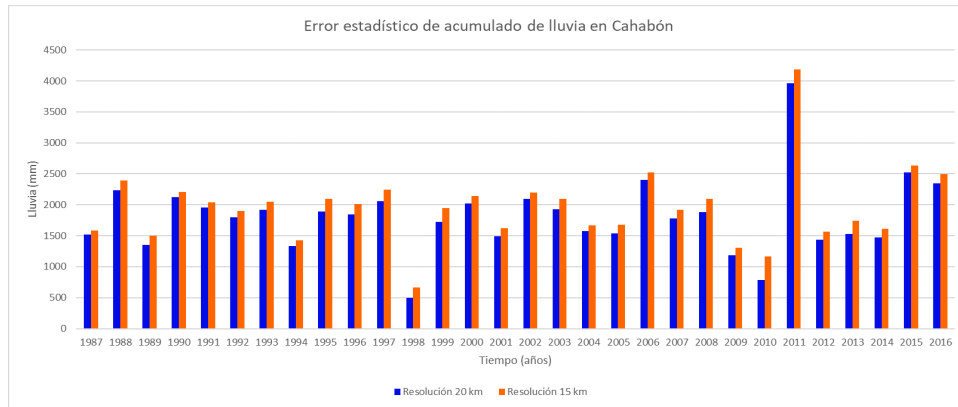


Figura 9.40: Error estadístico de acumulado de lluvia entre simulaciones y datos de estación de Cahabón

Al observar el error estadístico de las simulaciones, la diferencia de milímetros con los datos observados está entre los 1500 y 2000 mm anuales. Es interesante que tanto la simulación como la estación muestran un acumulado de lluvia tan bajo dado que en este año se dio la tormenta tropical Agatha, que afectó significativamente al país por tantas lluvias.

En el Cuadro 9.2 se observa que no hay una correlación lineal entre las simulaciones y los datos observados debido a que en ambos casos este coeficiente es cercano a cero. El error cuadrático medio indica que ambos algoritmos presentan en promedio un error de 1900 y 2040 mm de acumulado de lluvia en cada año y las medias de las tres fuentes de datos indican que ese error ocurre por una subestimación en el acumulado de lluvia.

Comparación con estación climática en Cobán:

Cuadro 9.3: Correlación y error cuadrático medio de temperatura media

Temperatura media (°C)			
Fuente de datos	INSIVUMEH	Simulación 20 km	Simulación 15 km
μ	19.25	18.62	18.30
σ	0.70	0.29	1.08
CV	3.63%	1.58%	5.88%
ρ_{xy}	1	0.49	0.55
$RMSE$	0	0.91	1.31
CV_{RMSE}	0%	4.72%	6.80%

La Figura 9.41 muestra que ambas simulaciones obtuvieron datos muy parecidos entre sí y con los datos de la estación climática. De 1987 a 1997 los resultados son bastante similares. En los años posteriores las dos simulaciones subestiman la temperatura media en Cobán por no más de 2.0 °C.

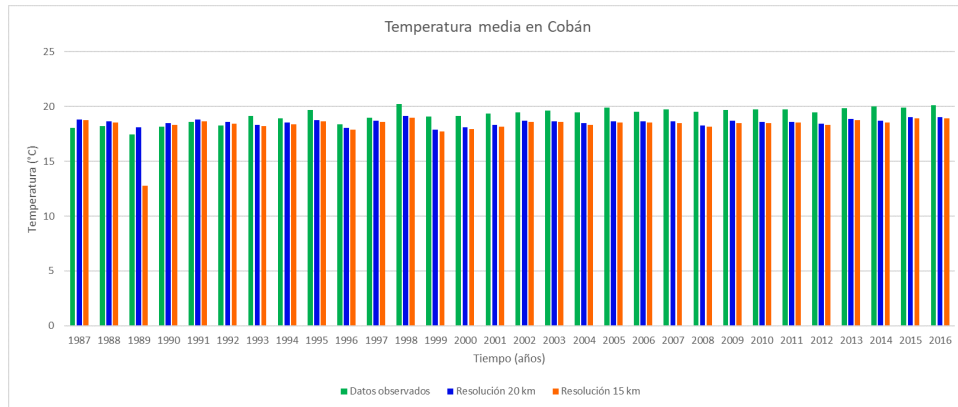


Figura 9.41: Comparación de temperatura media en Cobán de los datos observados y simulaciones

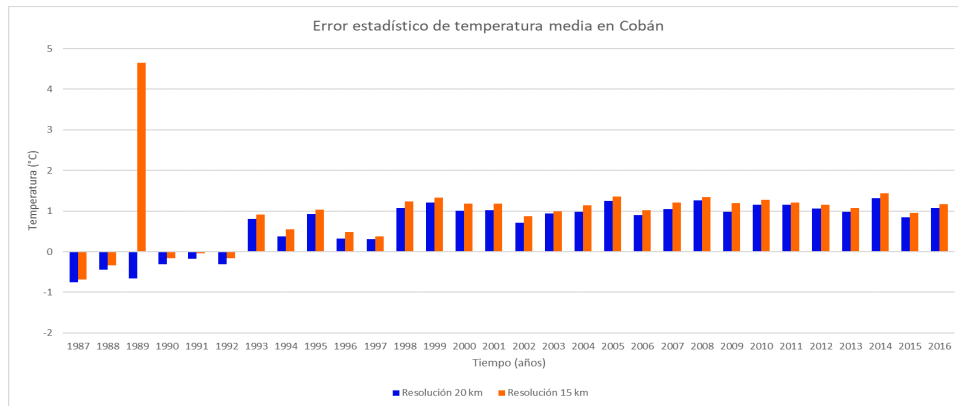


Figura 9.42: Error estadístico de temperatura media entre simulaciones y datos de estación de Cobán

La Figura 9.42 muestra el error obtenido de las dos simulaciones. En todos los años; excepto 1989, el error de las simulaciones no excede los 2.0 °C, que es un resultado bastante bueno para los datos de temperatura.

Del Cuadro 9.3, el promedio de temperatura media en las tres fuentes de datos es bastante similar, con una diferencia de 1.0 °C. Los coeficientes de correlación de 0.49 y 0.55 en ambas simulaciones muestran una cierta similitud en el comportamiento entre los datos observados y los de la simulación, pero no es suficientemente grande para decir que las simulaciones funcionan a la perfección. El error cuadrático medio para ambas simulaciones indica un error de 1.0 °C aproximadamente, debido al error de la simulación de 15 km en 1989 el error cuadrático medio es mayor que la simulación de 20 km.

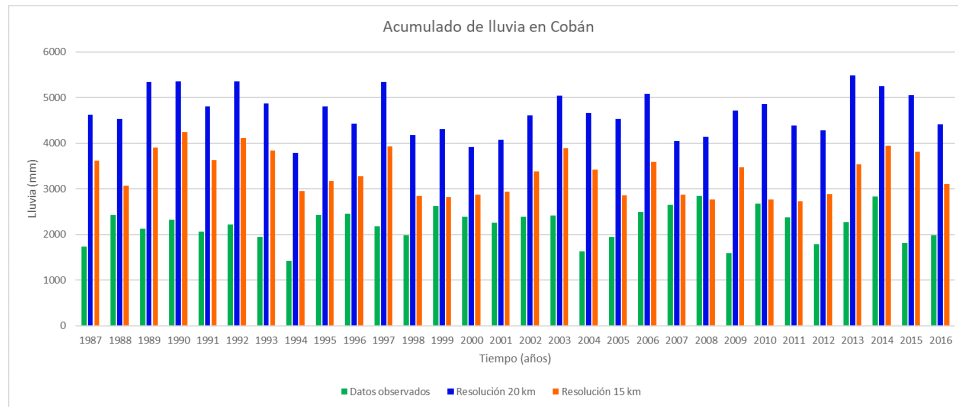


Figura 9.43: Comparación de acumulado de lluvia en Cobán de los datos observados y simulaciones

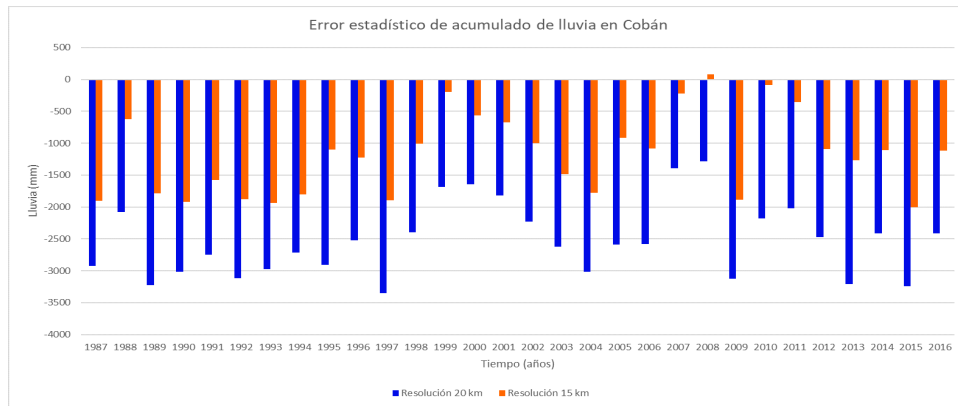


Figura 9.44: Error estadístico de acumulado de lluvia entre simulaciones y datos de estación de Cobán

Cuadro 9.4: Correlación y error cuadrático medio de acumulado de lluvia

Acumulado de lluvia (mm)			
Fuente de datos	INSIVUMEH	Simulación 20 km	Simulación 15 km
μ	2209.78	4798.45	3429.14
σ	368.81	469.45	469.17
CV	16.69%	9.78%	13.68%
ρ_{xy}	1	0.09	-0.13
$RMSE$	0	2592.94	1333.79
CV_{RMSE}	0%	117.34%	60.36%

Para Cobán, la Figura 9.43 donde se comparan directamente las simulaciones con los datos observados en la estación, las dos estaciones sobreestiman el acumulado de lluvia de forma que en algunos casos las simulaciones estiman el doble de los datos de las estaciones. La simulación de 15 km no sobreestima tanto los milímetros de lluvia acumulada.

La Figura 9.44 se observa de mejor forma la diferencia de las simulaciones con los datos obser-

vados. El error en la simulación de 15 km en general es menor a los 2000 mm de lluvia, mientras que en la simulación de 30 km el error llega hasta los 3500 mm más que los datos reales.

El error cuadrático medio en ambos casos es bastante grande debido a la sobreestimación de precipitación en esta parte de la Franja Transversal del Norte como se observó en la Figura 9.3 donde Cobán era de las partes con mayor acumulado de lluvia en la Franja Transversal del Norte. El coeficiente de variación del error cuadrático medio es tan grande que supera la media de los datos de la estación climática. El coeficiente de correlación para ambas simulaciones es de 0.09 y -0.13, respectivamente, por lo que ninguno de los modelos es capaz de explicar las variaciones del acumulado de lluvia de las estaciones climáticas.

Comparación con estación climática en Nebaj:

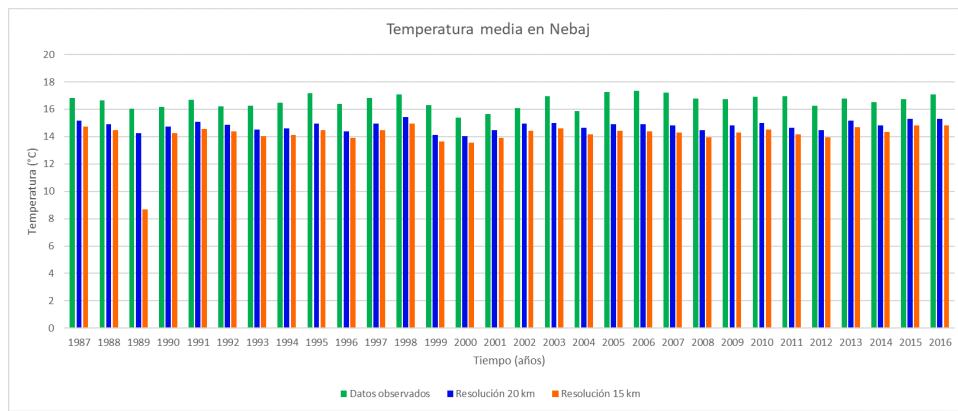


Figura 9.45: Comparación de temperatura media en Nebaj de los datos observados y simulaciones

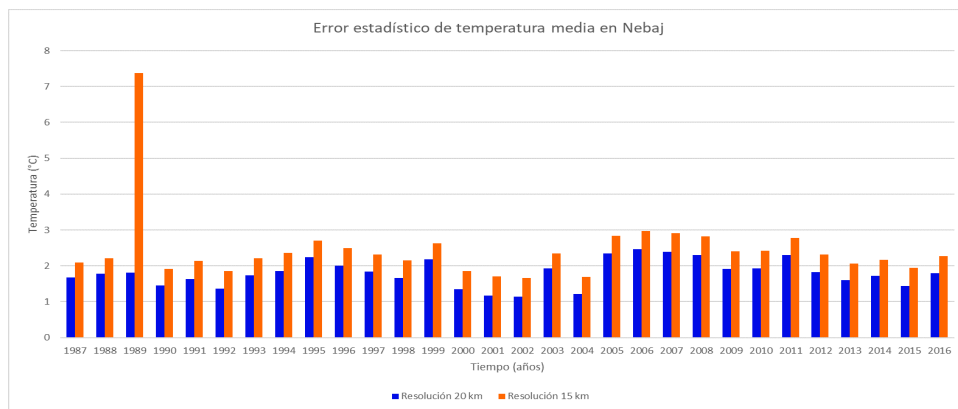


Figura 9.46: Error estadístico de temperatura media entre simulaciones y datos de estación de Nebaj

En Nebaj, la Figura 9.45 muestra que las dos simulaciones subestiman la temperatura media

Cuadro 9.5: Correlación y error cuadrático medio de temperatura media

Temperatura media (°C)			
Fuente de datos	INSIVUMEH	Simulación 20 km	Simulación 15 km
μ	16.59	14.83	14.16
σ	0.49	0.35	1.08
CV	2.96%	2.33%	7.65%
ρ_{xy}	1	0.66	0.39
$RMSE$	0	1.84	2.64
CV_{RMSE}	0%	11.08%	15.94%

de esta región de la Franja Transversal del Norte. La simulación de 20 km es se aproxima más a los datos observados en todos los años que la simulación de 20 km.

En la Figura 9.46 se identifica que el error de la simulación de 20 km es menor respecto a la simulación de 15 km, con una diferencia de temperatura menor a 2.5 °C para todos los años. El comportamiento del error estadístico en todos los años; a excepción de 1989, es muy similar entre ambas simulaciones.

Del Cuadro 9.5 se debe resaltar que el coeficiente de correlación para la simulación de 20 km es bastante bueno; de 0.66, considerando que los datos de temperatura son complicados de estimar, este es el coeficiente más grande respecto a las demás estaciones climáticas. Es posible que el error de la simulación de 15 km en 1989 influya en la correlación de 0.39 obtenida, debido a que en los demás años el error sigue un mismo comportamiento como se observa en la Figura 9.46. El error cuadrático medio es de 1.84 y 2.64 °C, respectivamente, por lo que presenta un error mayor respecto a Cobán, pero no es tan grande como en Cahabón. Es un error aceptable para la simulación de 20 km que está por debajo de los 2.0 °C.

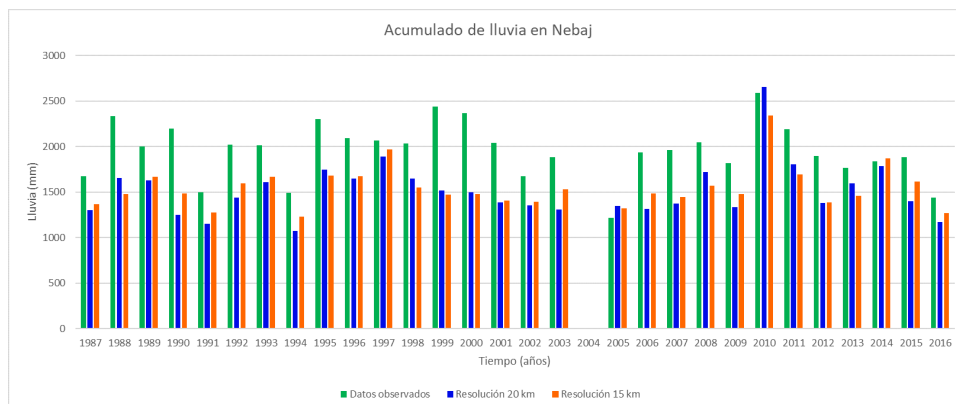


Figura 9.47: Comparación de acumulado de lluvia en Nebaj de los datos observados y simulaciones

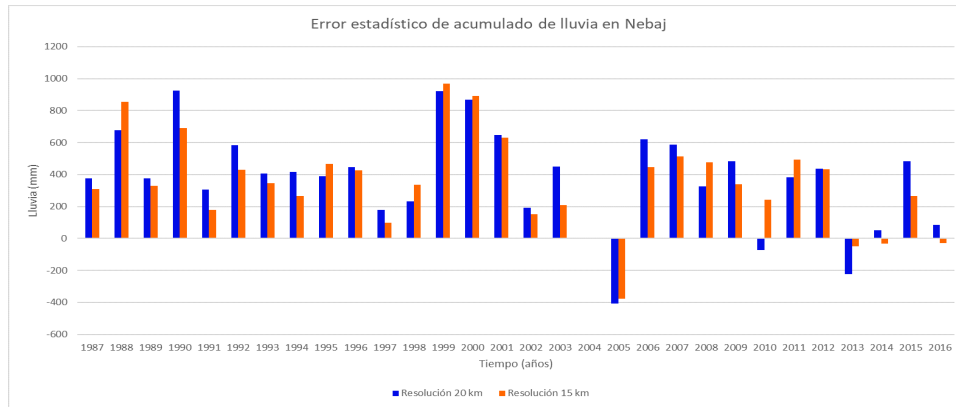


Figura 9.48: Error estadístico de acumulado de lluvia entre simulaciones y datos de estación de Nebaj

Cuadro 9.6: Correlación y error cuadrático medio de acumulado de lluvia

Acumulado de lluvia (mm)			
Fuente de datos	INSIVUMEH	Simulación 20 km	Simulación 15 km
μ	1955.80	1574.35	1607.53
σ	311.40	312.25	221.84
CV	15.92%	19.83%	13.80%
ρ_{xy}	1	0.51	0.44
$RMSE$	0	489.40	456.54
CV_{RMSE}	0%	25.02%	23.34%

Para el acumulado de lluvia en Nebaj, la diferencia entre las simulaciones y los datos observados no es tan grande como en Cahabón o Cobán. Ambas simulaciones son bastante similares a lo largo de los 30 años, excepto en dos casos de 2003 y 2010. Se debe aclarar que 2004 no hay barras porque la estación de Nebaj no contaba con datos para ese año.

En ambas simulaciones, la diferencia con los datos observados va desde los 1000 mm de lluvia acumulada hasta los 20 mm. El error, a diferencia de las demás estaciones, no tiene un patrón o comportamiento definido en un periodo de tiempo.

El error cuadrático medio en el Cuadro 9.6 es el más bajo de las 4 estaciones climáticas con 489 y 456 mm de error para la simulación de 20 y 15 km, respectivamente. La correlación en esta parte de la Franja Transversal del Norte es también la más grande respecto a las otras 3, con 0.51 y 0.44 de correlación; que es bastante bueno considerando la dificultad de varios modelos al intentar estimar el acumulado de lluvia al año y que en las demás estaciones la correlación no logra llegar a 0.40.

Comparación con estación climática en Panzós:

Para la Figura 9.49, las dos simulaciones son muy similares entre sí para todos los años. La

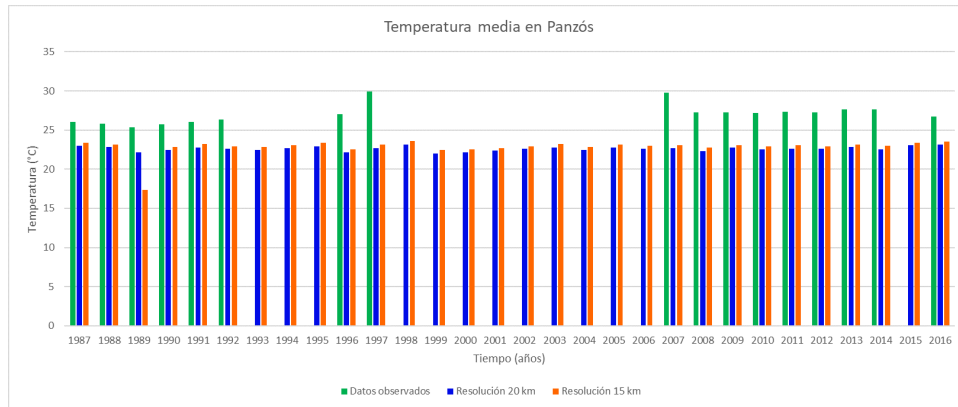


Figura 9.49: Comparación de temperatura media en Panzós de los datos observados y simulaciones

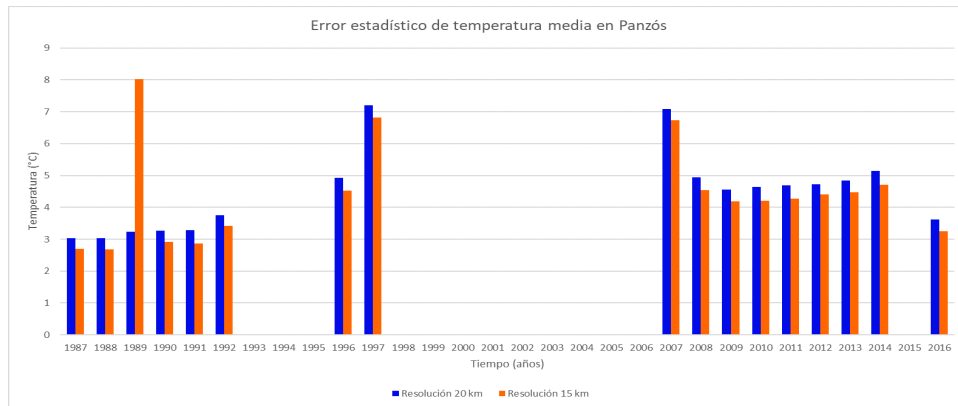


Figura 9.50: Error estadístico de temperatura media entre simulaciones y datos de estación de Panzós

Cuadro 9.7: Correlación y error cuadrático medio de temperatura media

Temperatura media (°C)			
Fuente de datos	INSIVUMEH	Simulación 20 km	Simulación 15 km
μ	27.09	22.66	22.84
σ	1.26	0.29	1.07
CV	4.65%	1.27%	4.68%
ρ_{xy}	1	0.11	0.34
$RMSE$	0	4.63	4.64
CV_{RMSE}	0%	17.10%	17.12%

temperatura en Panzós pareciera constante por parte de las simulaciones. Lo mismo ocurre para los datos observados excepto en 1997 y 2006 donde la temperatura media es mayor. Por ausencia de datos en la estación hay 13 años donde no se midió la temperatura en esta parte de Guatemala que se pudo originar por falta de mantenimiento a la estación.

El error estadístico de la Figura 9.50 muestra que entre 1987 a 1992 y de 2008 a 2004 es bastante

similar dentro de esos intervalos de tiempo; excepto en 1989 para la simulación de 15 km. Este error está entre los 2.5 y 8 disminuir de diferencia con los datos observados.

En el Cuadro 9.7, el error cuadrático medio es el más grande de las 4 estaciones climáticas, pero en parte se le atribuye a la ausencia de datos en esta estación. La ausencia de datos también influye en el coeficiente de correlación al ser tan bajo para las dos simulaciones, con 0.11 en la simulación de 20 km y 0.34 en la simulación de 15 km.

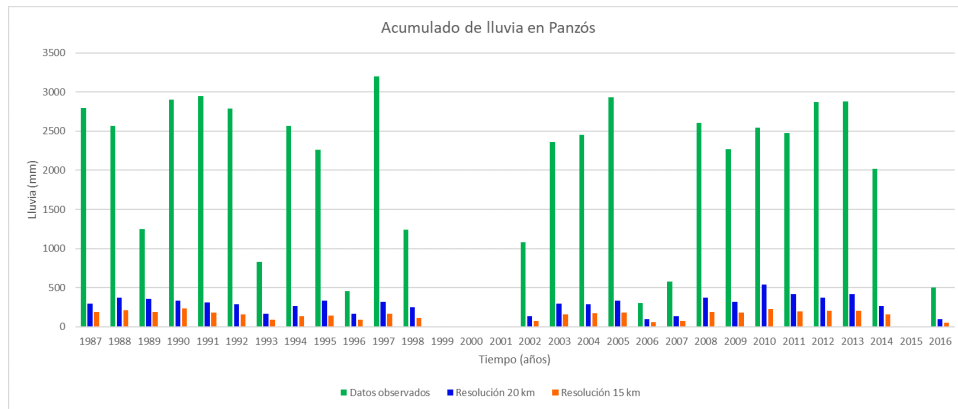


Figura 9.51: Comparación de acumulado de lluvia en Panzós de los datos observados y simulaciones

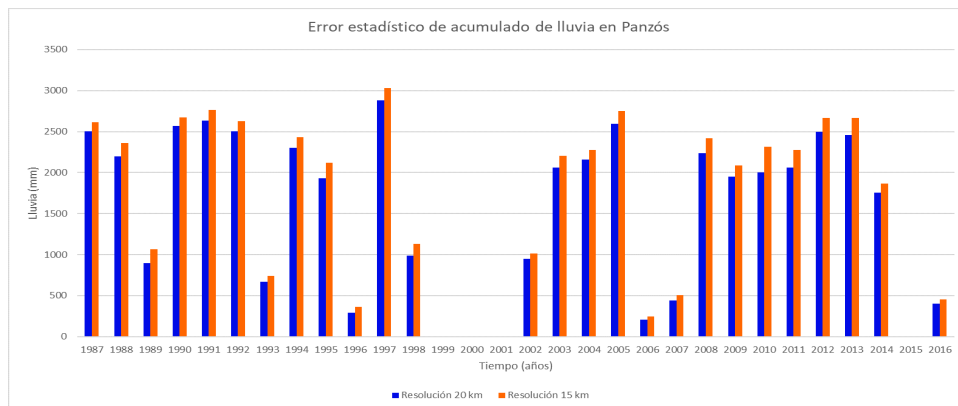


Figura 9.52: Error estadístico de acumulado de lluvia entre simulaciones y datos de estación de Panzós

Para la Figura 9.51, a pesar de que existe un déficit de datos, ambas simulaciones estimaron un acumulado de lluvia mucho menor al que midió la estación; llegando a ser casi 10 veces menor en el peor de los casos. En 1989, 1993, 1996, 1998, 2002, 2006 y 2007 donde el acumulado de lluvia es tan bajo, se debe a la misma ausencia de datos que estos valores no sean mayores.

Cuadro 9.8: Correlación y error cuadrático medio de acumulado de lluvia

Acumulado de lluvia (mm)			
Fuente de datos	INSIVUMEH	Simulación 20 km	Simulación 15 km
μ	2064.82	373.35	200.06
σ	929.21	58.43	26.67
CV	45.00%	15.65%	13.33%
ρ_{xy}	1	-0.05	-0.08
$RMSE$	0	1923.58	2076.42
CV_{RMSE}	0%	93.16%	100.56%

Por lo tanto, la Figura 9.52 muestra un error tan grande y sin un comportamiento establecido como en las demás estaciones climáticas. En esta se observa que la simulación de 15 km obtuvo más errores al estimar el acumulado de lluvia en todos los años, aunque la simulación de 20 km tuvo errores al obtener el acumulado de lluvia, de hecho, el error por parte de ambas simulaciones es muy similar.

Al observar el Cuadro 9.8, la correlación en ambos modelos es casi nula. La ausencia de datos durante tantos meses y años no permite obtener resultados concluyentes del comportamiento de las simulaciones, debido a que el acumulado de lluvia podría incrementar en algunos años, y se podría comparar directamente los años que no tienen datos y podría aumentar la correlación entre las simulaciones y los datos observados. Este incremento en el acumulado de lluvia de los datos observados afecta directamente al error cuadrático medio que podría aumentar en ambas simulaciones.

9.4 Relación entre hectáreas de palma y clima

Como en esta investigación la palma africana y sus efectos en el clima es el tema de interés, se realizaron gráficos de dispersión de 2 ejes, el primer eje contiene las gráficas de las 6 variables en las 2 simulaciones trabajadas en las series de tiempo de la sección 9.1, mientras que el segundo eje cuenta con datos de hectáreas de palma africana en las regiones Norte (Petén, Alta Verapaz y Quiché) y Nororiente (Izabal y Alta Verapaz) del país que fueron extraídos del anuario estadístico 2016-2017 publicado por la Gremial de Palmicultores de Guatemala para observar si hay una relación directa entre aumentos o decrementos en las variables; o si se presenta otro tipo de comportamiento, con la cantidad de hectáreas de palma sembrada en las regiones mencionadas anteriormente en el transcurso del tiempo. Los datos para hectáreas de palma africana y los datos climatológicos que se utilizaron fueron desde 1988 a 2016.

Se observó que la temperatura en la región tuvo un comportamiento casi constante, no aumentó

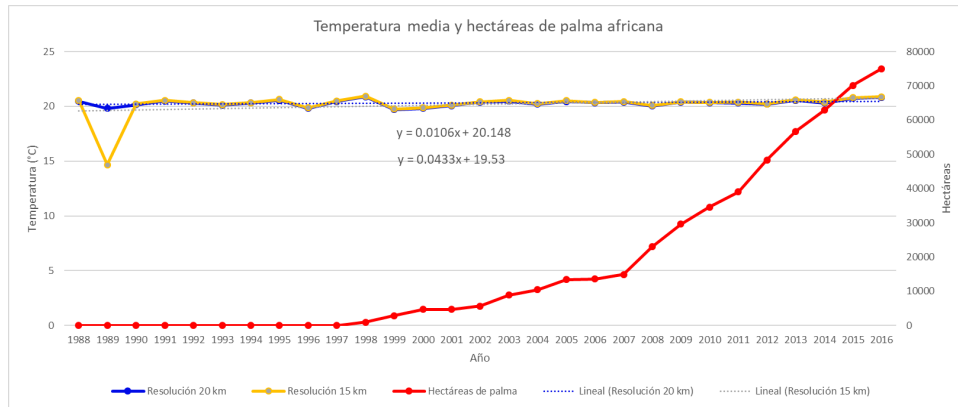


Figura 9.53: Relación de temperatura media en simulaciones y la siembra de palma africana

o disminuyó aún con el gran crecimiento del número de hectáreas de palma africana que inició en 2007. Las ecuaciones que se observan en el gráfico corresponden a la línea de tendencia de las simulaciones de 20 y 15 km, respectivamente. En ambos casos, por la forma de la ecuación, existe un aumento de temperatura para la Franja Transversal del Norte, pero esta es de 0.01 °C por año en la simulación de 20 km y de 0.04 °C al año en la simulación de 15 km, por lo que se puede decir que no hay un efecto directo en la temperatura debido a la palma africana sembrada en la Franja Transversal del Norte. Aunque hay que considerar que no toda la Franja Transversal del Norte está cubierta de palma, y que la cantidad de hectáreas en el gráfico se encuentran mayoritariamente al Sur de Petén, Norte de Alta Verapaz y al Oeste de Izabal.

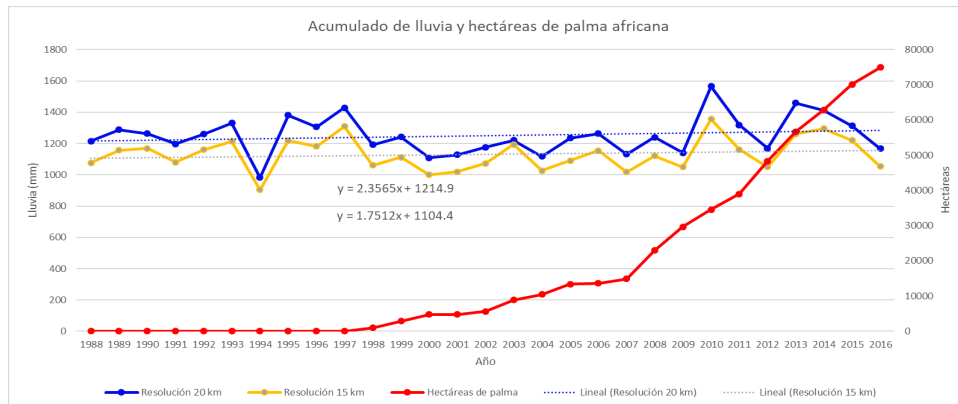


Figura 9.54: Relación de precipitación en simulaciones y la siembra de palma africana

En los 29 años, la precipitación en toda la región tiene un comportamiento de crecimiento por la ecuación de la gráfica, solo que esta es demasiado pequeña y se podría considerar como constante en el tiempo. Las pendientes de ambas ecuaciones indican que la precipitación crece a una tasa de 2.35 mm al año en la simulación de 20 km y 1.75 mm al año en la simulación de 15 km. Aunque vale la pena mencionar que de 2013; luego del Huracán Bárbara en adelante se

observa una disminución en el acumulado de lluvia, pero pareciera independiente a la cantidad de hectáreas de palma africana.

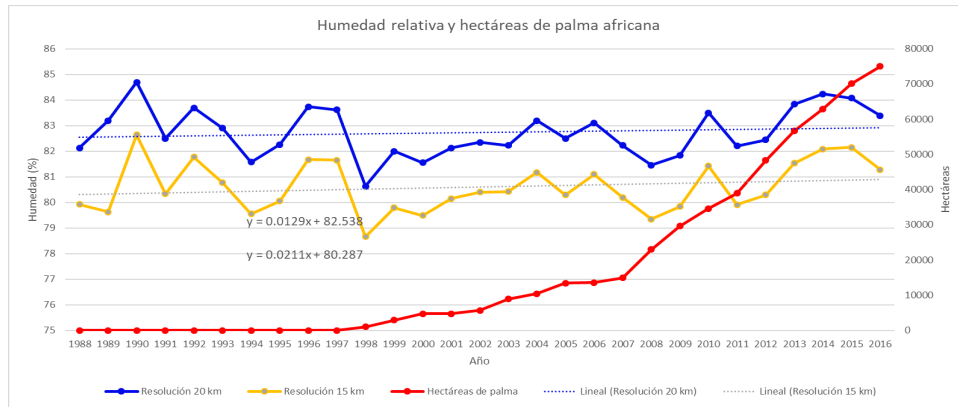


Figura 9.55: Relación de humedad relativa en simulaciones y la siembra de palma africana

Para la humedad relativa en la región, las ecuaciones de recta de las líneas de tendencia para las gráficas de las simulaciones también muestran un comportamiento casi constante en el tiempo. La humedad relativa en la simulación de 20 km aumenta en 0.01% cada año, mientras que la simulación de 15 km aumenta 0.02% al año. Se observa que hay una tendencia de aumento para la humedad relativa en la región desde 2007, que no se le puede atribuir directamente al crecimiento de la palma africana en la región porque en este periodo hay decrementos de la humedad de 2010 a 2011 y de 2015 a 2016; el comportamiento no es uniforme ni sigue la misma tendencia que las hectáreas de palma.

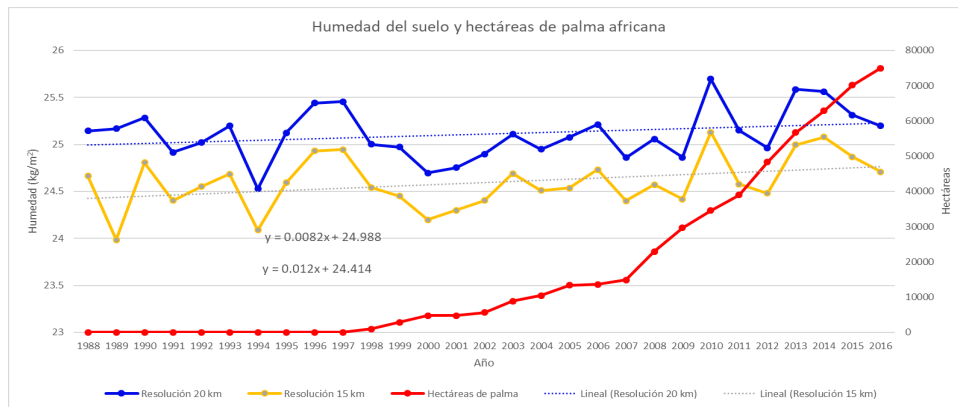


Figura 9.56: Relación de humedad del suelo en simulaciones y la siembra de palma africana

La humedad del suelo en la región en los 30 años; para ambas simulaciones, presenta variaciones de 1 mm. Se estima una tasa de crecimiento anual de 0.008 mm de humedad en la simulación de 20 km y 0.012 mm anuales en la simulación de 15 km, que no son significativos para la magnitud de

los milímetros de humedad en el suelo. Al igual que en las variables anteriores, no hay un cambio de comportamiento tan radical debido a la palma africana.

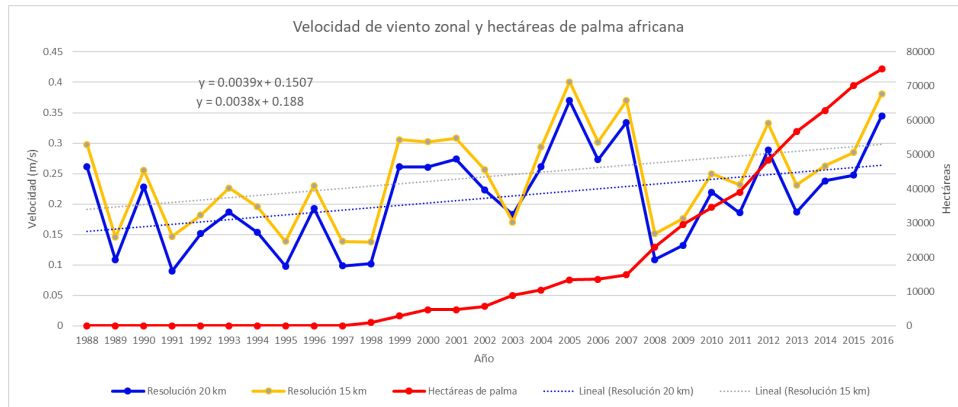


Figura 9.57: Relación de velocidad del viento zonal en simulaciones y la siembra de palma africana

La Figura 9.57 de la velocidad del viento zonal en la región se podría considerar más interesante. Aunque las pendientes de las dos ecuaciones de las líneas de tendencia para ambas simulaciones indiquen un aumento en la velocidad de 0.004 m/s anuales, no representa a todo el intervalo de tiempo. Se observa que de 2008 en adelante la velocidad del viento ha tendido a aumentar su magnitud de forma casi paulatina en conjunto a la cantidad de hectáreas de palma africana. Una razón para que la velocidad del viento aumente es que la superficie no sea tan accidentada y sin tantas irregularidades. Esto se puede atribuir a la tala de árboles en la Franja Transversal del Norte, ya que los árboles pueden disminuir la velocidad del viento debido a que este choca con varios "obstáculos", por lo que el aumento de la velocidad del viento se puede relacionar a la tala de árboles y a que esta tendencia de incremento ocurre cuando se dispara la cantidad de hectáreas de palma africana debido a su pequeña altura al momento de colocarse en los campos de cultivo.

Para la velocidad de viento meridional, ocurre que en ambas simulaciones la magnitud tiende a disminuir en los 30 años a 0.005 m/s cada año. Aunque esto no aplica necesariamente para el periodo de tiempo de 2010 a 2016 donde la velocidad aumenta hacia el Sur en ambas simulaciones de forma muy parecida a la gráfica anterior de la velocidad del viento zonal. De estas últimas dos figuras, se puede decir que, en los últimos años, la velocidad del viento ha tendido a incrementar en dirección al Sureste.

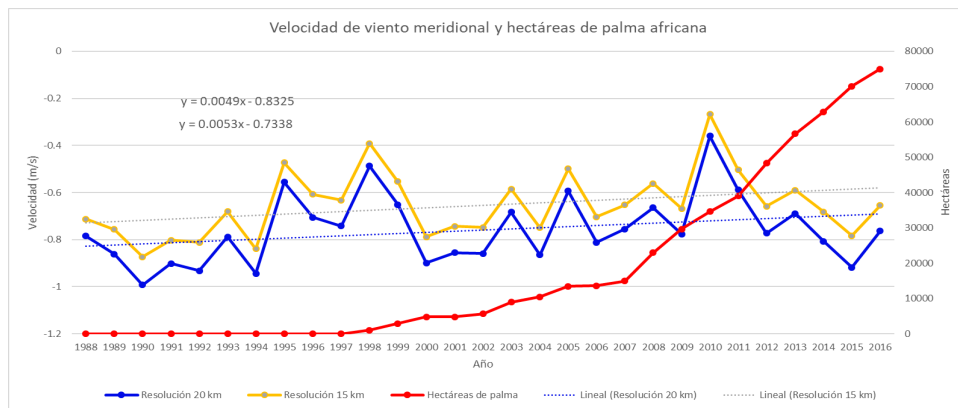


Figura 9.58: Relación de velocidad del viento meridional en simulaciones y la siembra de palma africana

10 Conclusiones

Se cumplió el objetivo general de esta tesis, ya que fue posible realizar dos simulaciones a resoluciones de 15 y 20 km utilizando como base una simulación hecha por el INSIVUMEH para poder realizar el estudio climatológico de la Franja Transversal del Norte desde 1987 hasta 2016 como se observa en la sección de resultados con los mapas, series de tiempo, comparaciones con datos observados y el crecimiento de hectáreas de palma africana en la región, que no indican una relación directa con el cambio climático en esta región; a excepción de una posible causa para el incremento de la velocidad del viento en los últimos años por el tema de la tala de árboles en la región.

Se cumplió el primer objetivo específico, debido a que se pudieron comparar los datos obtenidos en las simulaciones con los datos observados por las estaciones climáticas del INSIVUMEH, donde se obtuvo en la sección 5.5 que la mejor simulación de temperatura fue la de resolución de 20 km en Nebaj con una correlación de 0.66 y un coeficiente de variación del RMSE del 11%. Para el acumulado de lluvia la simulación de 20 km en Nebaj con una correlación de 0.51 y un coeficiente de variación del RMSE del 25%. Los datos de comparación en Panzós son tan bajos respecto a las demás estaciones fue debido a la falta de datos.

Se cumplió el segundo objetivo específico al poder realizar las gráficas de la sección 9.6 de la investigación que consisten en comparar directamente el comportamiento de los datos obtenidos en la Franja Transversal del Norte de las simulaciones con las hectáreas de palma anuales. Aunque no fue posible establecer una relación directa entre las hectáreas de palma y la mayoría de las variables climáticas; a excepción del viento en los últimos años de la simulación, se debe añadir que esto no significa que a largo plazo la tala de árboles para el monocultivo de palma no pueda tener un impacto negativo en la región y a sus alrededores, más aún si esta actividad se realiza en áreas protegidas con especies endémicas de flora y fauna.

11 Recomendaciones

Para replicar esta investigación se recomienda utilizar una computadora con un procesador con mejores especificaciones que el que se utilizó en este proyecto para disminuir el tiempo de ejecución de la simulación, con un mínimo de 5 núcleos para minimizar el tiempo de compilación de las simulaciones.

Se recomienda trabajar la simulación de RegCM con resoluciones menores a 15 km y modificar los parámetros del esquema de precipitación de Tiedtke para ver si se pueden mejorar los resultados de las simulaciones y obtener datos más precisos en el acumulado de lluvia. Las simulaciones con resoluciones tan grandes no se pudieron realizar en esta investigación debido a que los tiempos de ejecución eran mayores a un mes para el equipo con el que se contaba.

Se recomienda enfocar las simulaciones a regiones donde hay cultivo palma africana, ya que al generalizar la investigación a la Franja Transversal del Norte se pierde precisión en los datos al abarcar un área tan grande cuando los cultivos de palma se dan al Sur de Petén, Norte de Alta Verapaz y al Suroeste de Izabal, mientras que en el resto de la región; Quiché y Huehuetenango, no hay zonas de cultivo de palma.

Se recomienda que para estudios posteriores se considere estudiar el efecto de la sensibilidad a la latitud en el modelo debido a los datos simulados de acumulado de lluvia no eran muy precisos respecto a los datos de estaciones climáticas, como en el caso de Panzós.

Se recomienda buscar otras estaciones climatológicas dentro de la región de estudio para realizar comparaciones con las simulaciones para determinar cuál se ajusta mejor a la realidad, debido a que únicamente se utilizaron cuatro estaciones del INSIVUMEH en la sección 9.3 de la tesis y no todas las estaciones estaban completas.

Debido a que las mediciones de las estaciones climatológicas no fueron muy precisas al momento de compararlas, se recomienda utilizar datos satelitales para realizar las comparaciones con el modelo.

Se recomienda utilizar otro tipo de esquemas de precipitación para realizar las simulaciones,

que sean reconocidos en el ámbito, así como considerar distintos tipos de calibración espacial y temporal para obtener mejores resultados que se asemejen a la realidad.

Se recomienda realizar simulaciones con un lapso de tiempo mayor a los 30 años de este estudio, para observar si existe un aumento histórico en la velocidad del viento zonal y meridional.

12 Bibliografía

- American Meteorological Society. 2012. *Project ATMOSPHERE. Coriolis Effect: Because the Earth Turns. Teacher's Guide*. American Meteorological Society. Washington, DC.
- Bolaños, M., Lemus, R. & de León, P. 2017. *Agroindustria sostenible de palma de aceite en Guatemala. I Anuario Estadístico 2016-2017*. Gremial de Palmicultores de Guatemala, Guatemala.
- Bardales, W. A., Campos, L., Gómez, R., Ordóñez, S. & Machuca, N. 2019. *Variabilidad y cambio climático en Guatemala*. Ministerio de Comunicaciones, Infraestructura y Vivienda, Guatemala.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J. N. & Vitart, F. 2011a. *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, (Abril):553–597.
- Gálvez, J., Tuy, H., Monterroso, N., Castañeda, J. P., Costa, P., Monterroso, O., López, E., Sandoval, C., Pineda, P., Maas, R., Carrera, J. L., Sandoval, R., Rosito, J. C., Pérez, G., Véliz, R., Gándara, A., Duarte, C., Juárez, M. A., Incer, D., Miranda, S., Cleaves, C. & Monroy, I. 2012. *Perfil Ambiental de Guatemala 2010-2012. Vulnerabilidad local y creciente construcción de riesgo*. Instituto de Agricultura, Recursos Naturales y Ambiente (IARNA), Guatemala.
- García, W. 2019. *Proyecciones de Cambio Climático en Guatemala. Reducción Dinámica*. Unidad de Cambio Climático. Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología. Guatemala.
- Giorgi, F. & Anyah, R. O. 2012. *The road towards RegCM4*. Climate Research, 52(Marzo):3-6.
- Giorgi, F., Solomon, F. & Giuliani, G. 2019. *Regional Climatic Model RegCM User's Guide*. International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy.
- Giuliani, G., Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solomon, F., Rauscher, S., Zakey, A., O'Brien, T. & Nogherotto, R. 2014. *Regional Climate Model RegCM Reference Manual Version 4.6*. International Centre for Theoretical Physics. Trieste, Italia.

- Guarin, Edgar & Méndez-Hincapié, Néstor. 2016. *Modelización del efecto Coriolis sobre el movimiento de proyectiles de largo alcance*. Revista de Enseñanza de la Física. 28. 73-82.
- Gutiérrez, Sonia. 2017. *Descubre qué productos llevan aceite de palma (y por qué tiene tan mala prensa)*. El Periódico. Consultado el 13 de octubre de 2019, de www.elperiodico.com/es/extra/20170225/productos-con-aceite-de-palma-5855010.
- Guzman, V. 2016. *Proyecto: Paisajes productivos resilientes al cambio climático y redes socioeconómicas fortalecidas en Guatemala*. Ministerio de Ambiente y Recursos naturales de Guatemala. Guatemala.
- Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología. 2019. *Datos diarios de estaciones INSIVUMEH de Panzós, Cahabón, Cobán y Nebaj para el periodo 1970 a 2017*. Consultado en Octubre de 2019.
- López Monzón, C. E., Castellanos Navarrete, A., Tobar Tomás, W. V. & López Félix, N. P. 2014. *Innovación tecnológica e impacto socio-ambientales de la producción de Palma Africana (Elaeis guineensis Jacq.) en la Franja Transversal del Norte*. Universidad de San Carlos de Guatemala, Huehuetenango, Guatemala.
- Marshall, J. & Plumb, R. A. 2008. *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics: An Introductory Text*. Elsevier Academic Press, San Diego, California.
- Ministerio de Economía de Guatemala. 2017. *Perfil Departamental de Huehuetenango*. Consultado en Septiembre de 2019, Guatemala, Guatemala.
- Ministerio de Economía de Guatemala. 2017. *Perfil Departamental de Alta Verapaz*. Consultado en Septiembre de 2019, Guatemala, Guatemala.
- Ministerio de Economía de Guatemala. 2017. *Perfil Departamento de El Quiché*. Consultado en Septiembre de 2019, Guatemala, Guatemala.
- Superintendencia de Bancos de Guatemala. 2016. *Sector Azucarero. Análisis de sectores económicos*. Consultado en Septiembre de 2019, Guatemala, Guatemala.
- Ramírez, M. Á., Bron, W., Hernández, E. & vander Heyden, D. 2008. *Cultivos para la producción sostenible de biocombustibles: Una alternativa para la generación de empleos e ingresos. Modulo IV: Palma africana*. Servicio Holandés de Cooperación al Desarrollo SNV, Tegucigalpa, Honduras, primera edición.
- Res, C., Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu, U. U., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S., Steiner, A. L., Stordal, F., Sloan, L. C. & Brankovic,

- C. 2012. *RegCM4, model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains*. Climate Research, 52(Marzo):7–29.
- Sáenz Mejía, L. E. 2006. *Cultivo de la palma africana. Guía técnica*. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura, Managua, Nicaragua.
- Secretaría de Planificación y Programación de la Presidencia de Guatemala. 2011. *Plan de Desarrollo Integral de la Franja Transversal del Norte*. Consultado en Septiembre de 2019, Guatemala, Guatemala.
- Silver, Kristian. 2011. *An Intuitive Approach to the Coriolis Effect*. Departamento de Ciencias de la tierra. Universidad de Uppsala. Suecia.
- Takong, R. R. 2014. *Improving the Kain-Fritsch convection scheme in simulating a squall line, sensitivity to convective time scale*. African Institute for Mathematical Sciences (AIMS), Sudáfrica.
- Tiedtke, M. 1989. *A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parametrization in Large-Scale Models*. Monthly Weather Review, 117(Agosto):1779–1800.
- Vaidya, S. S. & Singh, S. S. 2000. *Applying the Betts-Miller-Janjic Scheme of Convection in Prediction of the Indian Monsoon*.
- Young, Hugh D & Freedman, Roger A. 2009. *Física universitaria. Volumen 1*. PEARSON EDUCACIÓN, México.