

Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas

El jefe del Departamento de Física de la Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de San Carlos de Guatemala, después de conocer el dictamen del asesor **Dr. Enrique Pazos Avalos**, al trabajo de graduación del estudiante **José Antonio Tojil Jiménez**, quien se identifica con CUI: **2240 19244 1215** y Registro académico No. **201504039**, titulado **“COMPARACIÓN DE LOS MODELOS BATS Y CLM PARA EL ACOPLAMIENTO FÍSICO ENTRE LA ATMÓSFERA Y EL SUELO”** procede a la autorización del mismo.





Ing. José Rodolfo Samayoa Dardón
Jefe Departamento de Física

Guatemala, 19 de agosto de 2021



Universidad de San Carlos de Guatemala
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Física

COMPARACIÓN DE LOS MODELOS BATS Y CLM PARA EL ACOPLAMIENTO FÍSICO ENTRE LA ATMÓSFERA Y EL SUELO

José Antonio Tojil Jiménez

Asesorado por Dr. Enrique Pazos Ávalos

Guatemala, 2 agosto de 2021

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA



ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

**COMPARACIÓN DE LOS MODELOS BATS Y CLM
PARA EL ACOPLAMIENTO FÍSICO ENTRE LA
ATMÓSFERA Y EL SUELO**

TRABAJO DE GRADUACIÓN
PRESENTADO A LA JEFATURA DEL
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
POR

JOSÉ ANTONIO TOJIL JIMÉNEZ
ASESORADO POR DR. ENRIQUE PAZOS ÁVALOS

AL CONFERÍRSELE EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN FÍSICA APLICADA

GUATEMALA, 2 AGOSTO DE 2021

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA
ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS



CONSEJO DIRECTIVO

DIRECTOR M.Sc. Edgar Anibal Cifuentes Anléu
SECRETARIO ACADÉMICO Ing. José Rodolfo Samayoa Dardón

TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN GENERAL PRIVADO

EXAMINADOR Dra. Ana Beatriz Cosenza Muralles
EXAMINADOR M.Sc. Freddy Estuardo Rodríguez Quezada
EXAMINADOR Dr. Juan Adolfo Ponciano Castellanos

Este archivo pdf es una muestra

Fecha

datos

cuerpo

despedida

firma

nombre

AGRADECIMIENTOS

A mi familia por apoyarme siempre durante todo el proceso de mi educación tanto fuera como dentro de esta universidad.

A todos mis compañeros, amigos y amigas que me apoyaron con sus consejos y comentarios que me ayudaron a salir adelante. También por los momentos agradables que compartimos.

A mis profesores por compartir sus conocimientos y sus amistades. En especial, a mi asesor, Dr. Enrique, por poseer la paciencia necesaria y conocimiento en guiarme por todo este trabajo de graduación.

A todos los guatemaltecos, que con sus contribuciones hacen que muchos alumnos, como yo, salgan adelante como profesionales.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo primero, a todos las personas que contribuyeron a que se hiciera realidad, entre ellos toda mi familia, mis catedráticos, compañeros y amigos; segundo, a todas aquellas personas interesadas en el estudio de la física y sus aplicaciones para mejorar nuestra calidad de vida.

Att. José Antonio Tojil Jiménez

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	VII
ÍNDICE DE TABLAS	IX
LISTA DE SÍMBOLOS	XI
LISTA DE ACRÓNIMOS	XV
OBJETIVOS	XVII
INTRODUCCIÓN	XIX
1. Conceptos de Física Atmosférica	1
1.1. Introducción	1
1.1.1. Composición y estructura de la atmósfera	1
1.2. Termodinámica de la atmósfera	1
1.2.1. Gases ideales	2
1.2.2. Leyes de la termodinámica	4
1.2.3. Procesos adiabáticos en la atmósfera	8
1.2.4. Humedad y fases del agua en la atmósfera	9
1.2.5. Estabilidad vertical de la atmósfera	11
1.3. Dinámica de la atmósfera	16
1.3.1. Segunda Ley de Newton para Sistemas de Referencia en Rotación	16
1.3.2. Ecuación de continuidad	18
1.3.3. Ecuación termodinámica de la energía	20
1.3.4. Movimiento de la atmósfera	21
2. Sistema climático de la Tierra	23
2.1. Componentes del clima	23
2.2. Modelos del clima	24

2.2.1.	Modelo de circulación global	25
2.2.2.	Modelo regional	26
2.3.	Modelación del clima	26
2.4.	Conceptos de Climatología	27
2.4.1.	Promedios climáticos	27
2.4.2.	Aplicaciones de los promedios	29
3.	Modelo RegCM	31
3.1.	Introducción	31
3.2.	Parametrizaciones físicas de RegCM	32
3.2.1.	Esquema de radiación	32
3.2.2.	Modelos de superficie terrestre	32
3.2.3.	Esquemas convectivos de precipitación	32
3.2.3.1.	Descripción de los esquemas convectivos usados por RegCM	35
3.3.	Modelo BATS	36
3.3.0.1.	Descripción breve de los procesos en BATS	38
3.4.	Modelo CLM	41
3.4.1.	Descripción breve de los procesos	44
3.5.	Diferencias principales entre los modelos BATS y CLM 4.5	46
4.	Resultados y discusión	49
4.1.	CONFIGURACIÓN DE LA SIMULACIÓN	49
4.1.1.	Características de la Región de Estudio	51
4.1.1.1.	Región y altitud	51
4.1.1.2.	Vegetación y Textura del Suelo	51
4.2.	CANTIDADES PROMEDIADAS EN EL ESPACIO (SERIES TEM- PORALES)	53
4.2.1.	Precipitación	53
4.2.2.	Temperatura	55
4.2.3.	Humedad total en el suelo	56
4.2.4.	Evapotranspiración	57
4.2.5.	Flujo energético de onda larga hacia la atmósfera	58
4.2.6.	Desplazamiento (escurrimiento) superficial de agua	59
4.2.7.	Desplazamiento total de agua	61
4.2.8.	Humedad relativa	62
4.2.9.	Promedio de todos los años	64
4.2.9.1.	Precipitación	64

4.2.9.2. Temperatura cerca de la superficie del suelo	64
4.2.10. Humedad total en el suelo	65
4.2.10.1. Evapotranspiración	65
4.2.11. Flujo de calor hacia la atmósfera	66
4.2.11.1. Desplazamiento de agua en la superficie	66
4.2.11.2. Desplazamiento total de agua en la superficie	67
4.2.11.3. Humedad relativa	68
4.3. PROMEDIOS EN EL TIEMPO	69
4.3.1. PROMEDIO EN TODO EL PERIODO DE ESTUDIO	69
4.3.1.1. Precipitación	69
4.3.1.2. Temperatura cerca de la superficie	70
4.3.1.3. Humedad total en el suelo	71
4.3.1.4. Flujo de evapotranspiración	73
4.3.1.5. Flujo de energía de onda larga hacia la atmósfera	74
4.3.1.6. Flujo del desplazamiento de agua sobre la superficie	75
4.3.1.7. Flujo total del desplazamiento de agua	76
4.3.1.8. Humedad relativa	77
CONCLUSIONES	79
RECOMENDACIONES	81
BIBLIOGRAFÍA	83

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1. Estructura vertical de la atmósfera según su altura.	3
2.1. Componentes del sistema Climático de la Tierra	24
2.2. Ilustración de la grilla 3D usada para los AGMC y OGCM	25
3.1. Diagrama de procesos principales incluidos en el modelo BATS.	38
3.2. Diagrama de procesos biofísicos en el modelo CLM	43
4.1. Altitud de la región de estudio	51
4.2. Vegetación en el área de estudio	52
4.3. Textura en la región de estudio	52
4.4. Promedio en el espacio de la precipitación, en el periodo 2000-2016.	53
4.5. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la precipitación en todo el periodo de estudio.	54
4.6. Promedio en el espacio de la temperatura cerca del suelo, en el periodo 2000-2016.	55
4.7. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la temperatura cerca de la superficie en todo el periodo de estudio.	55
4.8. Promedio en el espacio de la humedad total en el suelo, en el periodo 2000-2016.	56
4.9. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la humedad promedio en todas las capas del suelo en todo el periodo de estudio.	56
4.10. Promedio en el espacio de la evapotranspiración, en el periodo 2000- 2016.	57
4.11. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la evapotranspiración en todo el periodo de estudio.	57
4.12. Promedio en el espacio del flujo de calor hacia la atmósfera, en el periodo 2000-2016.	58

4.13. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para el flujo de calor hacia la atmósfera en todo el periodo de estudio.	58
4.14. Promedio en el espacio del deslizamiento de agua en la superficie del suelo, en el periodo 2000-2016.	59
4.15. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para el deslizamiento de agua en la superficie en todo el periodo de estudio.	60
4.16. Diferencias entre los modelos BATS y CLM para el deslizamiento de agua en la superficie en todo el periodo de estudio.	60
4.17. Promedio en el espacio del deslizamiento total de agua del suelo, en el periodo 2000-2016.	61
4.18. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para el deslizamiento total de agua en el suelo para todo el periodo de estudio.	61
4.19. Diferencias entre los modelos BATS y CLM para el deslizamiento total de agua en la superficie en todo el periodo de estudio.	62
4.20. Promedio en el espacio de la humedad relativa, en el periodo 2000-2016.	62
4.21. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la humedad relativa para todo el periodo de estudio.	63
4.22. Promedio de todos los años en el espacio de la precipitación.	64
4.23. Promedio de todos los años en el espacio de la temperatura cerca del suelo.	65
4.24. Promedio de todos los años en el espacio de la humedad total en el suelo.	65
4.25. Promedio de todos los años en el espacio de la evapotranspiración.	66
4.26. Promedio de todos los años en el espacio del flujo de calor hacia la atmósfera.	66
4.27. Promedio de todos los años en el espacio del desplazamiento de agua en la superficie.	67
4.28. Promedio de todos los años en el espacio del desplazamiento de agua total.	67
4.29. Promedio de todos los años en el espacio de la humedad relativa.	68
4.30. Precipitación promediada en el tiempo para todo el periodo de estudio.	69
4.31. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la precipitación en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.	70

4.32. Temperatura promediada en el tiempo a 2 metros sobre el suelo para todo el periodo de estudio.	71
4.33. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la temperatura cerca de la superficie en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.	71
4.34. Humedad total en el suelo en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.	72
4.35. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la humedad en las capas del suelo en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.	72
4.36. Evapotranspiración promediada en el tiempo para todo el periodo de estudio.	73
4.37. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la evapotranspiración en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.	73
4.38. Flujo de energía de onda larga hacia la atmósfera promediado en el tiempo para todo el periodo de estudio.	74
4.39. Diferencias relativas en porcentaje entre los modelos BATS y CLM para el flujo energético del calor hacia la atmósfera en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.	74
4.40. Flujo el desplazamiento de agua sobre la superficie promediado en el tiempo para todo el periodo de estudio.	75
4.41. Diferencias relativas en porcentaje entre los modelos BATS y CLM para el desplazamiento superficial de agua en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.	75
4.42. Flujo total del desplazamiento de agua promediado en el tiempo para todo el periodo de estudio.	76
4.43. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la el desplazamiento total de agua en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.	76
4.44. Humedad relativa promediada en el tiempo para todo el periodo de estudio.	77
4.45. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la humedad relativa en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.	77

ÍNDICE DE TABLAS

1.1. Gases principales que componen la atmósfera.	2
3.1. Diferencias principales entre los modelos BATS y CLM45	47
4.1. Configuración de RegCM en las simulaciones del presente estudio . .	49
4.2. Variables climáticas analizadas en el presente estudio.	50

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado
P	presión
V	volumen
T	temperatura
R	constante de los gases ideales
R_{sp}	constante de los gases ideales para la atmósfera
n	número de moles
α	volumen específico o volumen por unidad de masa
ρ	densidad
W	trabajo mecánico
W_{ad}	trabajo mecánico por un sistema adiabático
Q	flujo de calor
U	energía interna de un sistema
q	flujo de calor por unidad de masa, humedad específica
u	energía interna por unidad de masa, componente x de la velocidad horizontal
w	trabajo mecánico por unidad de masa, razón de mezcla
H	entalpía
c_v	capacidad calorífica a volumen constante
c_P	capacidad calorífica a presión constante
s	entropía específica o entropía por unidad de masa
κ	relación entre R_{sp} y c_P
θ	temperatura potencial
e_s	presión de vapor de saturación
ρ_v	humedad absoluta
m_v	masa del vapor de agua
m_d	masa del aire seco
w_s	razón de mezcla de saturación

Símbolo	Significado
q_s	humedad específica de saturación
r	humedad relativa
T_D	temperatura del punto de rocío
T_v	temperatura virtual
ϵ	relación entre las masas moleculares del aire seco y aire húmedo
M_v	masa molecular del aire húmedo (vapor de agua)
M_d	masa molecular del aire seco
e	presión parcial del vapor de agua
L_{vap}	calor latente de vaporización
L_{melt}	calor latente de fusión
L_{con}	calor latente de condensación
L_{sub}	calor latente de sublimación
R_w	constante de los gases ideales para el vapor de agua
g	constante de la gravedad
z	coordenada vertical medida desde el suelo
$\Phi(z)$	geopotencial
z_0	nivel vertical inicial de referencia, usualmente el nivel del mar
Z	altura geopotencial
g_0	constante de la gravedad promediada sobre el globo terrestre
γ	tasa del lapso de temperatura
γ_{ad}	tasa del lapso de temperatura para una atmósfera adiabática
\bar{T}_v	temperatura virtual media
γ_s	tasa del lapso pseudoadiabático
θ_e	temperatura potencial equivalente
τ	periodo de una oscilación
$T_{\nu 0}$	temperatura virtual de equilibrio para un paquete de aire
$(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$	vectores unitarios cartesianos
$\boldsymbol{\omega}$	velocidad angular de la tierra
\mathbf{r}	vector de posición
∇	operador gradiente
\mathbf{g}	fuerza por unidad de masa debida a la gravedad
\mathbf{F}_f	fuerza por unidad de masa debido a fuerzas de fricción
$\frac{d}{dt}$	derivada total o derivada material
$\frac{\partial}{\partial t}$	derivada parcial o derivada local

Símbolo	Significado
\dot{q}	derivada total del flujo de calor específico
\mathbf{V}_H	velocidad horizontal
∇_P	gradiente en el plano horizontal
ω	velocidad vertical en coordenadas de la presión
ψ	sistema de las ecuaciones primitivas
L	operador diferencial no lineal
$\{X\}$	media espacial de la variable climática X
\bar{X}	media temporal de la variable climática X
σ_X^2	varianza de la variable climática X
$Skew_X$	momento de tercer orden de la variable climática X
$Kurt_X$	momento de cuarto orden de la variable climática X
\bar{Q}_1	fuentes aparentes de calor
\bar{Q}_2	sumideros de humedad
Q_H	calor sensible por unidad de área en la superficie
\bar{Q}_R	tasa de calentamiento debido a la radiación
Q_E	flujo de calor latente
M_t	convergencia de la humedad en una columna de convección
β	fracción de humedad que se queda en la columna convectiva
L_{AI}	índice del área de hojas (<i>leaf area index</i>)
S_{AI}	índice del área de tallos (<i>stem area index</i>)
u_T	velocidad de transporte o conductividad en un flujo

LISTA DE ACRÓNIMOS

Acrónimo	Significado
AGCM	Modelo de Circulación Atmosférica Global (<i>Atmospheric General Circulation Model</i>)
BATS	Esquema de Transferencia Atmósfera-Biosfera (<i>Biosphere Atmosphere Transfer Scheme</i>)
BC	Condiciones de Frontera (<i>Boundary Conditions</i>)
CAPE	Energía Potencial Convectiva Disponible
CCM3	<i>Community Climate Model</i> versión 3
CIN	Inhibición Convectiva
CLM	<i>Community Land Model</i>
CLM4.5	<i>Community Land Model</i> versión 4.5
EL	Nivel de Equilibrio
FAO	Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (<i>Food and Agriculture Organization</i>)
GrADS	<i>Grid Analysis and Display System</i>
IC	Condiciones Iniciales (<i>Initial Conditions</i>)
ICBC	Condiciones Iniciales y de Frontera
ICTP	<i>International Centre for Theoretical Physics</i>
ITCZ	Zona de Convergencia Interna Tropical
LFC	Nivel de Convección Libre
MM5	Modelo de Mesoscala versión 5
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NAO	Oscilaciones del Atlántico Norte
NPO	Oscilaciones del Pacífico Norte
OGCM	Modelo de Circulación Oceánica Global (<i>Ocean General Circulation Model</i>)
PFT	Tipo de Plantas Funcionales (<i>Plant Functional Types</i>)
RegCM	Regional Climate Model

Acrónimo	Significado
SNICAR	Modelo para la Radiación de la Nieve, Hielo y Aerosoles (<i>Snow, Ice, and Aerosol Radiative Model</i>)
UNESCO	Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura

OBJETIVOS

General

Evaluar los modelos de procesos en la biosfera-atmósfera: BATS (*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*) y CLM45 (*Community Land Model Versión 4.5*) acoplados a RegCM (*Regional Climate Model*) versión 4.6, para una región centrada en Guatemala, comparando la precipitación y la temperatura cerca de la superficie como variables principales.

Específicos

1. Comparar la precipitación y temperatura devuelta por RegCM en función del tiempo para la región de estudio.
2. Comparar la precipitación y temperatura devuelta por RegCM promediadas en el área de estudio.
3. Describir en forma general, el comportamiento de las variables: humedad en el suelo, evapotranspiración total, flujo de energía de onda larga, escurrimiento superficial, escurrimiento total y humedad relativa cerca de la superficie, tanto temporalmente como espacialmente.

INTRODUCCIÓN

Analizar el comportamiento de los diversos procesos del clima es importante principalmente para dos cosas: la primera es la toma de decisiones en las actividades humanas, por ejemplo la agricultura y ganadería, calidad del aire en las áreas urbanas o clima en áreas de recreación; la segunda, en el estudio del impacto en el planeta Tierra, por ejemplo el calentamiento global. Sin embargo este análisis implica crear modelos matemáticos numéricos de predicción, que son simplemente programas que resuelven ecuaciones diferenciales principalmente en el campo de la mecánica de fluidos [21].

En los modelos numéricos del clima, el objetivo principal es el siguiente: dado el estado presente del clima, establecido cuando se conocen todas variables del modelo por medio de estaciones climáticas, conocer el estado futuro del clima. Mientras más variables y relaciones entre éstas variables tenga un modelo, usualmente más precisas son las predicciones devueltas por el modelo. Sin embargo, esto también implica mayores cálculos numéricos hechos por las computadoras que tienen una capacidad finita de procesamiento, es decir, los modelos tienen un costo computacional alto [22].

La búsqueda de un modelo adecuado, es decir un modelo que tenga un balance entre costo computacional y la precisión de la estimación del clima depende del tipo de estudio climático. Los modelos regionales del clima son modelos de alta precisión, muy costosos computacionalmente, pero con buenos resultados predictivos [21]. Uno de estos modelos es el RegCM que es un modelo regional de código abierto usado en estudios en varias regiones con resultados satisfactorios [7].

RegCM es un modelo de la dinámica de la atmósfera. Los procesos en la superficie terrestre y en el océano influyen en la dinámica de la atmósfera, para esto, RegCM acopla modelos que representan la biósfera y los procesos en la superficie. Los dos modelos que puede acoplar son BATS (*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*)

y CLM (*Community Land Model*). BATS es el modelo por defecto que viene con RegCM, es de bajo costo computacional y simula los procesos básicos de la biósfera. Sin embargo, debido a las nuevas exploraciones y descubrimientos en la ciencia en los campos de la bioquímica y biofísica del ambiente, que describen los procesos de la biósfera, conjuntamente con el avance de la tecnología de la computación, se han ido agregando más complejidad a la biósfera. El modelo CLM es un modelo que está adquiriendo importancia porque se le agregan constantemente nuevos procesos de la biósfera. CLM es un modelo con más complejidad que el modelo BATS.

En el presente trabajo se evalúan los dos modelos BATS y CLM acoplados a RegCM para simular el clima en un área centrada en Guatemala desde el año 2000 hasta el 2015. Las variables analizadas fueron precipitación, temperatura cerca de la superficie, humedad en el suelo, evapotranspiración total, flujo de energía de onda larga, escurrimiento superficial, escurrimiento total y humedad relativa cerca de la superficie. El trabajo se divide en cuatro capítulos que se describen a continuación.

En el capítulo 1, se explica algo de la física atmosférica, primero describiendo la atmósfera y sus propiedades, luego se estudia principalmente la termodinámica y la dinámica de la atmósfera. En la termodinámica primero se ve la ley de gases ideales o ecuación de estado para los gases ideales, luego se describen en forma breve las leyes de la termodinámica aplicadas a la atmósfera donde se introduce el concepto de paquete de aire y temperatura potencial, luego se describe la humedad en la atmósfera. En la dinámica de la atmósfera, el objetivo es derivar la segunda ley de Newton para un sistema de referencia en rotación. El objetivo principal de este capítulo es obtener cinco ecuaciones que son las que resuelven los modelos numéricos del clima (usualmente son modificaciones de éstas ecuaciones).

En el capítulo 2 se describen el clima en el planeta Tierra. Se describen los componentes del clima, los modelos del clima y se introducen algunos conceptos importantes en climatología que se usaron en el presente trabajo.

En el capítulo 3 se describe el modelo RegCM, iniciando con sus características y sus componentes, luego se describen brevemente las parametrizaciones físicas que usa RegCM. Entre estas parametrizaciones se describen los modelos de convección (Kuo, Grell, Emanuel y Tiedtke) y los modelos de la biósfera BATS y CLM. La descripción de los modelos BATS y CLM se obtienen de sus documentaciones res-

pectivas.

En el capítulo 4 se presentan los resultados de la simulación en forma de promedios temporales y espaciales de los datos. Se presentan también las desviaciones relativas de las ocho variables de estudio para visualizar qué modelo sobre-estima cada variable tanto en el espacio como en el tiempo.

1. Conceptos de Física Atmosférica

1.1. Introducción

La **atmósfera** es la capa gaseosa que envuelve a nuestro planeta. El estudio de la atmósfera se divide principalmente en dos ramas: física de la atmósfera y química de la atmósfera. Estas dos áreas describen los aspectos dinámicos y químicos de los fenómenos que ocurren en la atmósfera.

La **meteorología** es el estudio científico de la atmósfera de la Tierra, enfocada principalmente a los procesos y predicción del clima.

1.1.1. Composición y estructura de la atmósfera

En la Tabla 1.1 se muestran los principales gases que componen la atmósfera. A excepción del vapor de agua y del ozono que se concentran principalmente en la parte superior de la tropósfera, la mezcla por unidad de volumen del resto de gases es homogénea, debido al flujo turbulento de la atmósfera. Debido a lo anterior, esta composición es casi uniforme en toda la atmósfera hasta una altura de 100 km[2].

La estructura vertical de la atmósfera depende del criterio de clasificación. El criterio más común es según la altura. Esta clasificación se muestra en la Figura 1.1.

1.2. Termodinámica de la atmósfera

Un **sistema** es una parte del universo o del mundo físico en el que se le fija nuestra atención. La región fuera del sistema se llama el **entorno**. Una **propiedad** de un sistema es una característica que identifica al sistema y se representa por un valor obtenido mediante experimentos. Las **propiedades extensivas** son las que se obtienen observando todo el sistema, mientras que las **propiedades intensivas**

Componente	Fórmula Química	Cantidad/volumen
Nitrógeno	N ₂	78.08 %
Oxígeno	O ₂	20.95 %
Agua*	H ₂ O	0 a 4 %
Argón	Ar	0.93 %
Dióxido de Carbono*	CO ₂	0.0360 %
Neón	Ne	0.0018 %
Helio	He	0.0005 %
Metano*	CH ₄	0.00017 %
Hidrógeno	H ₂	0.00005 %
Óxido Nitroso*	N ₂ O	0.00003 %
Ozono*	O ₃	0.000004 %

Tabla 1.1. Gases principales que componen la atmósfera. * Valores variables. Fuente: tomada de [14], página 10.

se pueden obtener examinando una pequeña parte del sistema. El **estado termodinámico** de un sistema queda completamente establecido si se conocen los valores de todas sus propiedades. Un sistema está en **estado de equilibrio** si sus propiedades no cambian con el tiempo. Un sistema es **cerrado** si no hay intercambio de calor con su entorno y es **aislado** si además no está sujeto a acciones mecánicas con su entorno. Todo sistema aislado llegará necesariamente a un estado de equilibrio. Un proceso es **reversible** si la dirección del proceso se puede revertir al cambiar infinitesimalmente una propiedad del sistema. Un proceso es **adiabático** si no hay intercambio de calor entre el sistema y el entorno.

1.2.1. Gases ideales

La ley del gas ideal establece que para un gas (ideal) la relación entre su presión P , volumen V y temperatura T es

$$PV = nRT, \quad (1.1)$$

donde n es el número de moles en el gas y R la constante de los gases ideales ($R = 8314.3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Al dividir entre la masa, para obtener la ley de gases ideales para una masa unitaria

$$P\alpha = \frac{P}{\rho} = R_{sp}T, \quad (1.2)$$

donde $R_{sp} = nR/m$ y $\alpha = 1/\rho$ es el volumen específico.

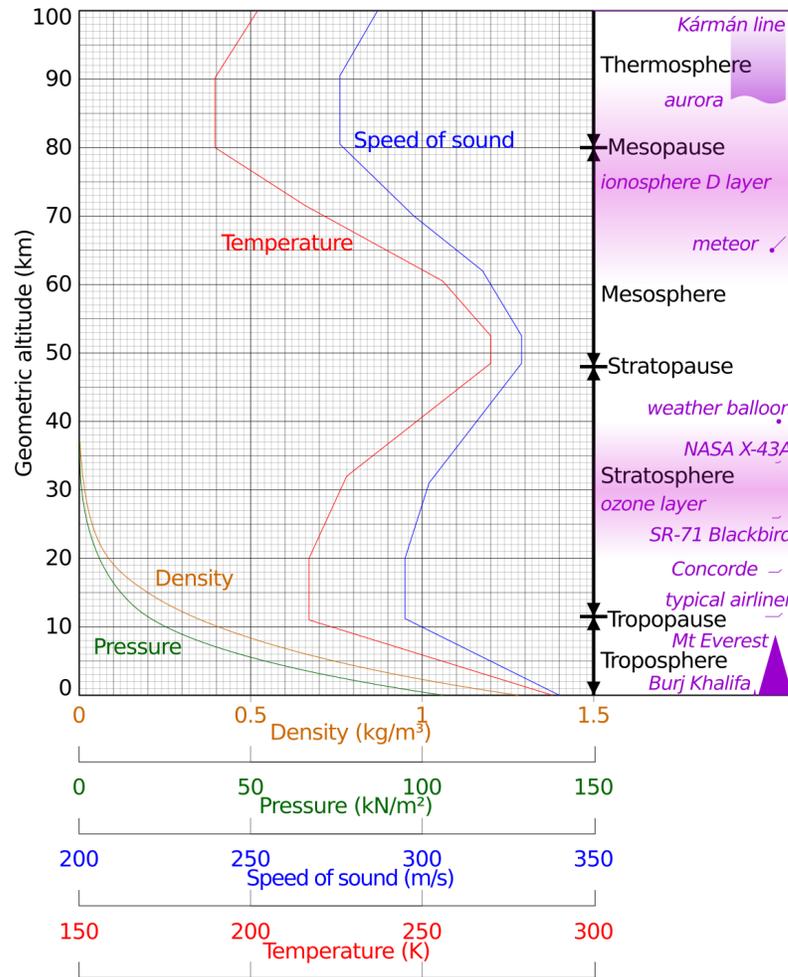


Figura 1.1. Estructura vertical de la atmósfera según su altura. Se muestran otras propiedades como la temperatura, presión y velocidad del sonido. Fuente: tomada de [20].

Los gases cumplen la ley de gases ideales siempre y cuando sus temperaturas y presiones estén alejadas de las cuales el gas se licuifica. La atmósfera está compuesta principalmente de nitrógeno y oxígeno y estos gases se licuifican a altas presiones (alrededor de 4 MPa) y a muy bajas temperaturas (150 K). Por lo que la ley de gases ideales se aplica muy bien a la atmósfera [2].

La atmósfera está compuesta de varios gases ideales (ver Tabla 1.1). Para una mezcla de gases, cada gas sigue la ley del gas ideal y hay que usar la **ley de Dalton**:

La presión total ejercida por una mezcla de gases en algún volumen, es igual a la suma de las presiones parciales que ejercería cada gas constituyente en el volumen dado a la misma temperatura que la mezcla de gases.

1.2.2. Leyes de la termodinámica

Calor y trabajo

En termodinámica el calor y el trabajo en un sistema, son **funciones de trayectoria**, es decir dependen de los estados inicial y final del sistema. Sin embargo en algunos casos pueden no depender de la trayectoria. El **calor** se asocia con el resultado de convertir trabajo a otras formas de energía.

Se dice que un sistema realiza trabajo si su único efecto en su entorno es efectuar una fuerza en una distancia. Por convención, el trabajo hecho por un sistema es positivo, y el trabajo hecho sobre el sistema es negativo.

Sea un sistema con volumen V que está sujeto a una presión P causada por alguna fuerza externa. El trabajo requerido por el sistema para que su volumen se expanda a $V + dV$ es

$$dW = PdV,$$

de forma que el sistema hace un trabajo de

$$W = \int_{V_1}^{V_2} PdV,$$

al pasar de un estado 1 a otro estado 2.

Sea un sistema que permite intercambiar calor con su entorno. Se define el *flujo de calor* Q hacia el sistema como la diferencia entre el trabajo por el sistema y el trabajo considerando al sistema mismo pero adiabático, es decir

$$Q = W - W_{ad}.$$

Claramente si el sistema es adiabático, $W = W_{ad}$ y entonces el flujo de calor es cero. Por convención: *el flujo de calor hacia el sistema es positivo y el flujo de calor desde el sistema es negativo.*

Primera ley de la termodinámica

Para un sistema termodinámico hay muchas formas de pasar de un estado a otro, por consecuencia también el trabajo será diferente. Sin embargo si se considera sólo sistemas adiabáticos, se puede obtener una forma de la primera ley de la termodinámica:

El trabajo total es el mismo para todos los procesos adiabáticos entre dos estados de equilibrio que tengan la misma energía potencial y cinética.

Una consecuencia de la primera ley de la termodinámica es que W_{ad} es una función de trayectoria. Otra forma de definir si una cantidad X es una función de trayectoria es que dX sea una diferencial exacta.

Debido a que dW_{ad} es una diferencial exacta, se puede obtener el trabajo entre dos estados de un sistema. Es conveniente definir

$$dU = -dW_{ad},$$

donde a U se le conoce como la **energía interna** del sistema. Al integrar entre los estados 1 y 2

$$W_{ad} = U_1 - U_2,$$

es decir, el trabajo total realizado por un sistema adiabático entre dos estados en equilibrio es igual al cambio $U_1 - U_2$ de energía interna. Si el sistema es no adiabático la primera ley se puede expresar como

$$dQ = dU + dW.$$

En este caso, sólo dU es una diferencial exacta. Dividiendo la ecuación anterior por la masa para hacerla intensiva

$$dq = du + dw = du + Pd\alpha,$$

donde q , u , w y α son el calor agregado, cambio de energía interna, trabajo hecho por unidad de masa y volumen específico respectivamente.

Por ser dU exacta, U es una función de trayectoria en un gas, es decir es una función que solo depende del estado del gas. Tenemos la libertad de crear otras variables de trayectoria a partir de otras ya conocidas con el fin de facilitar el análisis. Una de estas variables es la **entalpía** H , definida por

$$H = U + PV.$$

Al usar la primera ley de la termodinámica $\Delta U = dQ - dW$ para el caso especial del trabajo de un gas a presión constante

$$dW = PdV = P(V_2 - V_1),$$

se tiene sustituyendo en la primera ley de la termodinámica

$$(U_2 + PV_2) - (U_1 + PV_1) = dQ.$$

Usando la definición de entalpía, lo anterior es lo mismo que

$$H_2 - H_1 = dQ. \tag{1.3}$$

Por lo tanto en sistemas a presión constante, el cambio de entalpía es igual al calor recibido por el sistema más algún trabajo no mecánico que el sistema hace. Con esto se muestra que *el cambio de entalpía es la máxima cantidad de energía térmica que puede extraerse de un proceso termodinámico a presión constante* [2].

Por definición, la *capacidad calorífica* de un cuerpo es la cantidad de calor requerida para elevar su temperatura en un grado. La *capacidad calorífica específica* de una sustancia, es la cantidad de calor necesaria para elevar la temperatura en un grado, un kilogramo de la sustancia. Para el caso de un gas, la capacidad calorífica varía según si es a volumen constante c_v o a presión constante c_p . Por la definición de capacidad calorífica

$$c_v = \left(\frac{dq}{dT} \right)_v ; c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_P. \tag{1.4}$$

A partir de la ecuación $dq = du + dw = du + Pd\alpha$, se tiene para un volumen constante $d\alpha = 0$ y $dq = du$, entonces la capacidad calorífica a volumen constante es

$$c_v = \left(\frac{du}{dT} \right)_v,$$

entonces usando ésta última ecuación, otra forma de escribir la primera ley de la termodinámica intensiva es

$$dq = c_v dT + Pd\alpha. \tag{1.5}$$

Diferenciando la ecuación de los gases ideales $P\alpha = R_{sp}T$

$$Pd\alpha + \alpha dP = R_{sp}dT.$$

Sustituyendo esta última ecuación en la ecuación (1.5) se obtiene

$$dq = (c_v + R_{sp})dT - \alpha dP$$

diferenciando esta última ecuación respecto a T a presión constante

$$c_P = \left(\frac{dq}{dT} \right)_P = c_v + R_{sp}, \quad (1.6)$$

se obtiene otra versión de la primera ley de la termodinámica para procesos reversibles

$$dq = c_P dT - \alpha dP. \quad (1.7)$$

Segunda ley de la termodinámica

Sustituyendo $P\alpha = R_{sp}T$ en la ecuación (1.7) y luego dividiendo entre T

$$\frac{dq}{T} = \frac{c_P dT}{T} - \frac{R_{sp} dP}{P} = c_P d(\ln T) - R_{sp} d(\ln P).$$

El lado derecho de la ecuación anterior es una diferencial exacta, por lo tanto el lado izquierdo dq/T también debe serlo, es decir

$$\int_1^2 \frac{dq}{T} = s_2 - s_1.$$

A la cantidad

$$ds = \frac{dq}{T}, \quad (1.8)$$

se le llama **entropía específica**.

La primera ley de la termodinámica no indica la dirección del flujo de energía en los procesos termodinámicos. Es decir si existen dos estados diferentes de un sistema termodinámico aislado donde la energía es igual, cómo se sabe ¿cuál estado sucede primero? La propiedad que mide la dirección de la energía se llama entropía del sistema. La **segunda ley de la termodinámica** establece que

La dirección del flujo de la energía es tal que la entropía siempre aumenta.

1.2.3. Procesos adiabáticos en la atmósfera

Muchos procesos atmosféricos son adiabáticos. Para analizar los fenómenos atmosféricos, se necesita el concepto de **paquete de aire** (*air parcel*). Un paquete de aire es un cuerpo de aire imaginario al cual se le asigna propiedades de la termodinámica y dinámica del aire atmosférico. Se ha demostrado que para periodos de tiempo largos (1 a 2 días) el proceso de calentamiento de un paquete de aire no es importante cuando se agrega o quita calor al paquete, por lo tanto los procesos en un paquete de aire pueden considerarse adiabáticos [2], [13] y [26]. Para un proceso adiabático se tiene $dq = 0$ y la primera ley de la termodinámica (ecuación (1.7)) se puede escribir como

$$\begin{aligned} 0 &= c_P dT - \alpha dP \\ &= c_P dT - R_{sp} T \frac{dP}{P}, \end{aligned}$$

que luego integrando se obtiene

$$T = \text{const } P^\kappa, \quad (1.9)$$

donde $\kappa = R_{sp}/c_P$. Con el fin de definir la **temperatura potencial** θ . Sea θ la temperatura para el cual $P = 1000$ hPa (presión al nivel del mar), la ecuación (1.9) es

$$\frac{T}{\theta} = \left(\frac{P}{1000} \right)^\kappa. \quad (1.10)$$

Entonces *la temperatura potencial θ es la temperatura que tendría un paquete de gas ideal si fuera expandido (o comprimido) adiabáticamente desde un estado con temperatura T y presión P a otro estado con presión $P = 1000$ hPa.* Para el aire seco $\kappa = 0.286$. Para diversos valores constantes de θ , las curvas T - P se llaman **adiabáticas secas**.

En un paquete de aire, la temperatura potencial es una cantidad conservada para procesos adiabáticos [26]. Por eso muchas ecuaciones del movimiento de la atmósfera se expresan en función de la temperatura potencial. También se usa para analizar la estabilidad atmosférica mediante un sondeo atmosférico.

1.2.4. Humedad y fases del agua en la atmósfera

La cantidad de agua en la atmósfera es muy importante en varios procesos atmosféricos. Para cuantificar la cantidad de agua se usan varias medidas:

- *Presión de vapor de saturación, e_s* : presión a la cual el aire se satura respecto a una superficie de agua, esta presión se alcanza cuando la tasa de evaporación es la misma que la tasa de condensación en la superficie.
- *Humedad absoluta, ρ_v* : es la masa de vapor de agua en 1 m^3 de aire.
- *Razón de mezcla, w* : relación entre la masa de vapor de agua m_v presente y la masa de aire seco m_d presente en un volumen dado

$$w = \frac{m_v}{m_d}.$$

La *razón de mezcla de saturación, w_s* , es la razón de mezcla cuando el aire está saturado, es decir cuando se alcanza la presión de saturación. La razón de mezcla, w , no tiene unidades, pero se expresa usualmente en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire seco.

- *Humedad específica, q* : relación de la masa de vapor de agua presente a la masa total de un volumen dado

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{m_v}{m_v + m_d}.$$

La *humedad específica de saturación, q_s* , es la humedad específica cuando se alcanza la saturación. Las humedades específicas se expresan en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire seco.

- *Humedad relativa, r* : es la relación entre la razón de mezcla actual a la razón de mezcla de saturación a una temperatura y presión dados

$$r = \frac{w}{w_s}.$$

- *Temperatura de punto de rocío, T_D* : es la temperatura para la cual el valor de la razón de mezcla w es la misma que la razón de mezcla saturada w_s . T_D se alcanza enfriando el vapor a presión constante hasta que $w = w_s$.

El vapor de agua cumple la ley de gases ideales. Para encontrar la ley para un gas que es mezcla de aire seco y vapor de agua, se usa la ley de gases ideales para cada

gas y la ley de Dalton para demostrar que:

$$P\alpha = R_{sp} \frac{1 + w/\epsilon}{1 + w} T = R_{sp} T_v,$$

donde $w = m_v/m_d$ es la razón de mezcla, $\epsilon = M_v/M_d = 0.622$ es la relación entre las masa moleculares y T_v se define como la *temperatura virtual*, que es la temperatura que tendría el aire seco para tener la misma densidad que el aire húmedo a una misma presión. Del mismo modo, al dividir la presión parcial del vapor de agua e , entre la presión parcial del aire seco P , se obtiene la relación entre la razón de mezcla y las presiones

$$w = \epsilon \frac{e}{P}. \quad (1.11)$$

El vapor de agua en la atmósfera puede condensarse para formar lluvia o hielo y viceversa, es decir puede cambiar de fase. Para cambiar de fase se debe agregar o quitar calor sin aumentar la temperatura de un volumen. A este calor se le llama *calor latente* y representa el calor agregado o eliminado para cambiar de fase 1 kg de una sustancia dada sin cambiar su temperatura. Los diferentes tipos de calor latente con sus cambios de fase son:

- *calor latente de vaporización*, L_{vap} : de fase líquida a gaseosa
- *calor latente de fusión*, L_{melt} : de fase sólida a líquida
- *calor latente de condensación*, L_{cond} : de fase gaseosa a líquido
- *calor latente de sublimación*, L_{sub} : de fase sólida a gaseosa

Es claro que como no hay cambio de temperatura, $L_{sub} = L_{melt} + L_{vap}$.

El agua puede coexistir en sus tres fases simultáneamente. Es decir, puede estar en fase sólida, líquida y en forma de vapor al mismo tiempo. Esto pasa sólo cuando la temperatura es de 273.16 K (0° C) y la presión de 6.11 hPa (llamado **punto triple del agua**). Puede mostrarse usando los datos anteriores e integrando la ecuación de Clausius-Clapeyron (una ecuación muy usada en termodinámica, ver capítulo 28 de [1] o capítulo 5 de [15]) que para el agua, la presión de vapor de saturación e_s depende sólo de la temperatura

$$\ln \frac{e_s}{6.11 \text{ hPa}} = \frac{L_{vap}}{R_w} \left(\frac{1}{273.16} - \frac{1}{T} \right), \quad (1.12)$$

o en la forma ($L_{vap} = 2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ y $R_w = 461.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ para el vapor de agua)

$$e_s = 2.497 \times 10^9 e^{-5417/T} \text{ (hPa)}. \quad (1.13)$$

Como la ecuación (1.11) también se cumple para los casos saturados, se tiene que

$$w_s = \epsilon \frac{e_s}{P}, \quad (1.14)$$

y de las ecuaciones (1.13) y (1.14), se ve que w_s solo depende de la temperatura y la presión del vapor de agua.

1.2.5. Estabilidad vertical de la atmósfera

Se dice que la atmósfera se encuentra en *balance hidrostático* o *equilibrio hidrostático* debido a que si se considera una capa de la atmósfera, existe un equilibrio entre la fuerza debido a la presión y la fuerza debido a la gravedad. Esto se expresa como

$$\frac{dP}{dz} = -g\rho, \quad (1.15)$$

donde z es la altura de la atmósfera desde la superficie y ρ es la densidad de la atmósfera a esa altura. Esta ecuación se llama *ecuación hidrostática* y se puede deducir fácilmente (ver [2], [13]).

Debido a que la aceleración de la gravedad no es constante en toda la superficie terrestre, es conveniente definir el **geopotencial**. La función geopotencial Φ , en algún punto z sobre la superficie, es el trabajo que se debe realizar en contra del campo gravitatorio terrestre para elevar una masa de 1 kg desde el nivel del mar (z_0) hasta ese punto (z). Entonces el trabajo $d\Phi$ en elevar una masa unitaria desde una altura z hasta otra $z + dz$ es

$$d\Phi = g dz.$$

O usando la ecuación (1.15) para una masa unitaria $\rho = m/V = 1/\alpha$

$$d\Phi = -\alpha dP = g dz,$$

entonces el geopotencial a una altura z está dado por

$$\Phi(z) = \int_{z_0}^z g dz. \quad (1.16)$$

La **altura geopotencial** se define como

$$Z = \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_{z_0}^z g dz, \quad (1.17)$$

donde g_0 es la aceleración de la gravedad promediada sobre toda la superficie, con valor de 9.81 m s^{-2} . La altura geopotencial Z tiene unidades de energía por unidad de masa aunque numéricamente es igual a la altura física z , por eso se usa en situaciones donde la energía es el papel importante.

Al combinar la ecuación hidrostática con la ley de gases ideales para una mezcla de gases se puede eliminar la densidad ρ , se obtiene

$$\frac{dP}{P} = \frac{-g dz}{R_{sp} T_v}.$$

Luego, sustituyendo la definición de geopotencial

$$d\Phi = -R_{sp} T_v \frac{dP}{P}.$$

Integrando entre dos presiones P_1 , y P_2 con sus respectivos geopotenciales Φ_1 y Φ_2

$$\Phi_2 - \Phi_1 = -R_{sp} \int_{P_1}^{P_2} T_v \frac{dP}{P},$$

o en términos de la altura geopotencial

$$Z_2 - Z_1 = -\frac{R_{sp}}{g_0} \int_{P_1}^{P_2} T_v \frac{dP}{P}. \quad (1.18)$$

Según la expresión de T_v y P se tienen varios casos:

- *Atmósfera homogénea* (ρ constante con la altura): integrando la ecuación hidrostática $\int_0^{P_0} dP = -\rho g \int_H^0 dz$ se obtiene

$$P_0 = \rho g H$$

H se le llama *altura de la atmósfera homogénea* y tiene el valor de aproximadamente 8 km para $T_0 = 273 \text{ K}$. A la razón de decrecimiento de la temperatura con la altura se le llama *tasa del lapso de temperatura* γ . Se puede mostrar que para este caso γ es constante.

- *Atmósfera isotérmica y seca* (T_v constante): integrando la ecuación (1.18) con T_v constante

$$P_2 = P_1 e^{\frac{-g_0(Z_2 - Z_1)}{R_{sp} T_v}},$$

$\gamma = 0$ en este caso (isotérmica).

- *Atmósfera seca con γ constante*, para este caso $T = T_0 - \gamma z$, donde T_0 es la temperatura al nivel del mar. Integrando la ecuación (1.18) entre los niveles $z = 0$ cuando $P = P_0$ (nivel del mar) y z cuando la presión es P

$$P = P_0 \left[\frac{T}{T_0} \right]^{\frac{g}{R_{sp} \gamma}}.$$

- *Atmósfera adiabática seca*, derivando respecto a z la ecuación (1.10) y combi-nándola con la ecuación hidrostática se tiene

$$\gamma_{ad} = - \left(\frac{dT}{dz} \right)_{ad} = \frac{g}{c_P},$$

luego sustituyendo datos se tiene $\gamma_{ad} = 9.8 \text{ K km}^{-1}$.

- *Atmósfera real*, la atmósfera real no es seca ni homogénea en su densidad o temperatura. Definiendo la *temperatura virtual media* como

$$\bar{T}_v = \frac{\int_{P_2}^{P_1} T_v \frac{dP}{P}}{\ln \left(\frac{P_1}{P_2} \right)}.$$

Al sustituir esta última expresión en la ecuación (1.18) se obtiene

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_{sp} \bar{T}_v}{g_0} \ln \left(\frac{P_1}{P_2} \right). \quad (1.19)$$

Esta ecuación se le llama la *ecuación hipsométrica* que en palabras dice: *la diferencia en alturas geopotenciales $Z_2 - Z_1$ entre una capa de presión es proporcional a la temperatura virtual media entre esa capa.*

Como se acaba de ver, cuando una muestra de aire no saturado se eleva en una atmósfera adiabática, su temperatura disminuye con la altura a razón de $\gamma_{ad} = 9.8 \text{ K km}^{-1}$ hasta que la muestra se satura con el vapor de agua. Además de eso, en la muestra puede ocurrir cambios de fase lo que provoca liberación de calor. Esto provoca también que el *tasa del lapso adiabático saturado* sea menor a γ_{ad} .

El cambio de fase común que experimenta la muestra es la condensación. Este cambio de fase puede ser adiabático y reversible o no adiabático y no reversible que es el caso donde se libera la condensación de vapor en forma de lluvia (porque el agua o nieve liberada lleva consigo calor). Sin embargo, el calor liberado en comparación con el que tiene la muestra es pequeño, por eso se dice que el cambio es un *proceso pseudoadiabático*. En este proceso pseudoadiabático, la *tasa del lapso pseudoadiabático* es aproximadamente igual a la tasa del lapso adiabático saturado γ_s .

Considerando el caso pseudoadiabático, si se sustituye la ecuación (1.15) en la primera ley de la termodinámica (ec. (1.7)), se obtiene la forma alternativa

$$dq = c_P dT + g dz.$$

La liberación de calor dq es igual al calor debido al cambio de fase $-Ldw_s$, donde L es el calor latente de condensación o evaporación y w_s es la razón de mezcla del aire saturado. De forma que la ecuación anterior toma la forma

$$-Ldw_s = c_P dT + g dz.$$

Usando la regla de la cadena y dividiendo toda la ecuación anterior entre dz

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{L}{c_P} \frac{dw_s}{dT} \left(\frac{dT}{dz} \right)_s - \frac{g}{c_P},$$

de la cual se obtiene

$$\gamma_s = -\frac{dT}{dz} = \frac{\gamma_{ad}}{1 + \frac{L}{c_P} \frac{dw_s}{dT}}. \quad (1.20)$$

La mayor diferencia entre γ_s y γ_{ad} ocurre cerca de la superficie en aire húmedo caliente donde $\gamma_s \approx 4 \text{ K km}^{-1}$.

Nuevamente usando la primera ley de la termodinámica en la forma

$$\frac{dq}{T} = c_P \frac{dT}{T} + g \frac{dz}{T},$$

y luego sustituyendo la ecuación de los gases ideales se obtiene

$$\frac{dq}{T} = c_P \frac{dT}{T} - R_{sp} \frac{dP}{P}.$$

Derivando la ecuación (1.9) y sustituyendo en la ecuación anterior, además usando $dq = -Ldw_s$ se obtiene

$$-\frac{L}{c_P T} dw_s = \frac{d\theta}{\theta},$$

luego asumiendo $\frac{L}{c_P T}$ constante, se obtiene después de integrar la ecuación anterior

$$\theta_e = \theta e^{\frac{Lw_s}{c_P T}}. \quad (1.21)$$

A θ_e se le llama *temperatura potencial equivalente* y es simplemente la temperatura potencial de una muestra de aire cuando $w_s = 0$.

La *estabilidad hidrostática* de una muestra de aire bajo desplazamientos verticales en una atmósfera adiabática puede estudiarse por el **método del paquete de aire**.

Sea la atmósfera en equilibrio hidrostático que tiene cierta tasa de lapso de temperatura virtual γ . Ahora sea un paquete de aire en la atmósfera que tiene la misma temperatura, presión y densidad que su entorno. Ahora el paquete se somete a un pequeño desplazamiento vertical hacia arriba. Si el paquete no está saturado, el paquete se expande debido a que encuentra una región de baja presión. Como se supone que el desplazamiento es adiabático, la energía necesaria para la expansión es extraída del interior del paquete, por tanto su temperatura virtual disminuye. La razón de disminución de su temperatura virtual es γ_{ad} .

- Si $\gamma < \gamma_{ad}$ el paquete oscilará alrededor de un punto de equilibrio y se dice que está en *equilibrio estable*.
- Si $\gamma > \gamma_{ad}$ el paquete siempre se encontrará más caliente que su entorno y siempre continuará moviéndose para arriba, el paquete se dice que está en *equilibrio inestable*.

Se puede mostrar (ver [2] o [26]) que el periodo de la oscilación cuando $\gamma < \gamma_{ad}$ es

$$\tau = \frac{2\pi}{\sqrt{g(\gamma_{ad} - \gamma)}} \sqrt{T_{\nu 0}}, \quad (1.22)$$

donde $T_{\nu 0}$ es la temperatura virtual en el punto de equilibrio. En este método del paquete, se asume que no hay efectos en la compensación vertical y que el paquete de aire siempre mantiene su composición.

1.3. Dinámica de la atmósfera

La *dinámica de la atmósfera* estudia los movimientos de la atmósfera terrestre tomando en cuenta el clima. La atmósfera se toma como un medio continuo (fluido) y las leyes básicas de la dinámica y termodinámica se expresan como leyes de conservación de la masa, energía y momentum.

1.3.1. Segunda Ley de Newton para Sistemas de Referencia en Rotación

Sea S un sistema cartesiano de referencia fijo con $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$ y sea otro sistema de referencia S' con $(\mathbf{i}', \mathbf{j}', \mathbf{k}')$ que gira con velocidad angular $\boldsymbol{\omega} = \omega \mathbf{n}$ respecto a S alrededor de un centro común O . Un vector \mathbf{A} debe ser el mismo tanto en el sistema S como el sistema S' es decir

$$\mathbf{A}_{\text{fijo}} = \mathbf{A}_{\text{rot}},$$

donde \mathbf{A}_{fijo} es el vector \mathbf{A} visto desde S y \mathbf{A}_{rot} visto desde S' . La derivada de \mathbf{A} es un vector físico, también deben ser los mismos, es decir

$$\frac{d}{dt} [\mathbf{A}_{\text{fijo}}] = \frac{d}{dt} [\mathbf{A}_{\text{rot}}].$$

Se puede probar que (ver [2], [13], [24] o [26])

$$\left[\frac{d\mathbf{A}}{dt} \right]_{\text{fijo}} = \left[\frac{d\mathbf{A}}{dt} \right]_{\text{rot}} + \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{A}.$$

Si \mathbf{A} es el vector de posición \mathbf{r} , entonces

$$[\mathbf{v}]_{\text{fijo}} = [\mathbf{v}]_{\text{rot}} + \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}. \quad (1.23)$$

Derivando nuevamente a \mathbf{r} respecto al tiempo se obtiene

$$[\mathbf{a}]_{\text{fijo}} = [\mathbf{a}]_{\text{rot}} + \frac{d\boldsymbol{\omega}}{dt} \times \mathbf{r} + 2\boldsymbol{\omega} \times [\mathbf{v}]_{\text{rot}} + \boldsymbol{\omega} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}). \quad (1.24)$$

Para el caso atmosférico $\boldsymbol{\omega}$ es la velocidad de la Tierra y es constante entonces $\frac{d\boldsymbol{\omega}}{dt} = 0$ y la ecuación anterior se puede poner en la forma

$$\begin{aligned} [\mathbf{a}]_{\text{fijo}} &= [\mathbf{a}]_{\text{rot}} + 2\boldsymbol{\omega} \times [\mathbf{v}]_{\text{rot}} + \boldsymbol{\omega} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}), \\ &= [\mathbf{a}]_{\text{rot}} + 2\boldsymbol{\omega} \times [\mathbf{v}]_{\text{rot}} - \omega^2 \mathbf{r}, \end{aligned} \quad (1.25)$$

o usando la notación $[\mathbf{a}]_{\text{fijo}} = \mathbf{a}_0$, $[\mathbf{a}]_{\text{rot}} = \mathbf{a}$ y $[\mathbf{v}]_{\text{rot}} = \mathbf{v}$

$$\mathbf{a}_0 = \mathbf{a} + 2\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v} - \omega^2 \mathbf{r}. \quad (1.26)$$

El término $2\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}$ se le llama *aceleración de Coriolis*, el término $-\omega^2 \mathbf{r}$ se le llama *aceleración centrípeta*.

Para sistemas inerciales en rotación aparecen dos nuevas fuerzas: la de Coriolis y la centrípeta. Estas dos fuerzas se llaman *fuerzas ficticias* porque se pueden eliminar escogiendo adecuadamente el sistema de referencia. Con el fin de determinar las ecuaciones del movimiento, ya se ha visto que las únicas fuerzas que causan el movimiento de un elemento de fluido son la gravedad, las diferencias de presión (gradiente de presión) y otras fuerzas disipativas que forman la fuerza de fricción. A continuación se explicaran estos términos. No se dará una deducción ya que estas ecuaciones han sido ampliamente estudiados (por ejemplo consultar en [2], [13] o [26]).

Gradiente de presión

La fuerza por el gradiente de presión está dado por:

$$-\frac{1}{\rho} \nabla P \quad (1.27)$$

y da la fuerza total debida a la presión sobre una masa unitaria de un elemento de fluido. En palabras la ec. (1.27) dice que *la fuerza debida a la presión siempre tiene dirección de una región de alta presión a otra región de baja presión*.

Fuerza debida a la gravedad

La fuerza por unidad de masa debida a la gravedad es:

$$\mathbf{g} \quad (1.28)$$

Fuerza debida a la fricción

La fuerza por unidad de masa debida a todas las fuerzas disipativas es:

$$\mathbf{F}_f \quad (1.29)$$

Fuerza total

Usando la segunda ley de Newton $\sum \mathbf{F}_i = m\mathbf{a}$ para una masa unitaria de fluido

$$\mathbf{F} = \mathbf{a},$$

y a partir de la fuerza de gradiente de presión, fuerza de gravedad y fuerzas de fricción, se tiene

$$\mathbf{a} = \mathbf{g} - \frac{1}{\rho}\nabla P + \mathbf{F}_f.$$

Finalmente la fuerza total por unidad de masa para un elemento de fluido cuyo movimiento está en un sistema de referencia en rotación respecto a otro es según (1.26):

$$\mathbf{a}_0 = \mathbf{g} - \frac{1}{\rho}\nabla P + \mathbf{F}_f + 2\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v} - \omega^2\mathbf{r}, \quad (1.30)$$

o usando la definición de geopotencial $\mathbf{g} = -\nabla\Phi$

$$\mathbf{a}_0 = -\nabla\Phi - \frac{1}{\rho}\nabla P + \mathbf{F}_f + 2\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v} - \omega^2\mathbf{r}. \quad (1.31)$$

1.3.2. Ecuación de continuidad

Sea $\mathbf{r}(t)$ el vector de un punto en alguna región. Un modo de caracterizar la región es asignándole propiedades (como densidad, temperatura, velocidad, etc) a cada punto del espacio $\mathbf{r}(t)$. Por ejemplo para conocer la velocidad $\frac{d\mathbf{r}}{dt}$ se le asigna el vector

$$\frac{d\mathbf{r}}{dt} = \mathbf{v}[\mathbf{r}(t), t], \quad (1.32)$$

a cada punto del espacio. Del mismo modo sucede con la aceleración

$$\frac{d^2\mathbf{r}}{dt^2} = \mathbf{a}[\mathbf{r}(t), t]. \quad (1.33)$$

Este enfoque de mantener fijo al espacio se llama *descripción de Euler* para un fluido. El enfoque de seguir la variación de una propiedad en el tiempo se llama *descripción de Lagrange*.

Para encontrar cómo se relacionan las dos descripciones se consideran los vectores posición $\mathbf{r} = (x, y, z)$ y velocidad $\mathbf{v} = (u, v, w)$. Usando la definición de velocidad con el enfoque de Euler para la dimensión x

$$\frac{dx}{dt} = u[\mathbf{r}(t), t] = u[x(t), y(t), z(t), t].$$

Derivando la ecuación anterior respecto al tiempo:

$$\begin{aligned}\frac{d^2x}{dt^2} &= \frac{\partial u}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{dz}{dt} + \frac{\partial u}{\partial t}, \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla u, \\ &= \frac{du}{dt}.\end{aligned}$$

Al agregar las componentes y y z se obtiene la forma vectorial

$$\mathbf{a} = \frac{d^2\mathbf{r}}{dt^2} = \frac{d\mathbf{v}}{dt} = \frac{\partial\mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)\mathbf{v},$$

para finalmente obtener la correspondencia

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla). \quad (1.34)$$

El operador $\frac{d}{dt}$ se le llama *derivada total* o *derivada material* y representa la razón de cambio con respecto al tiempo al seguir la partícula o elemento de fluido (descripción de Lagrange). El operador $\frac{\partial}{\partial t}$ se le llama *derivada local* y representa la razón de cambio con respecto al tiempo, pero manteniendo fija la posición. Mientras el término $(\mathbf{v} \cdot \nabla)$ se le llama *derivada convectiva*.

Los conceptos anteriores son útiles para introducir la *ecuación de continuidad* (ver deducción en pág. 87 de [13]):

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0, \quad (1.35)$$

o al usar la ecuación (1.34)

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla\rho + \rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0.$$

La ecuación de continuidad (ec. (1.35)) expresa la conservación de la masa en el fluido.

1.3.3. Ecuación termodinámica de la energía

Recordando la ecuación (1.5) $dq = c_v dT + P d\alpha$ y luego dividiéndola entre dt

$$\dot{q} = \frac{dq}{dt} = c_v \frac{dT}{dt} + P \frac{d\alpha}{dt}.$$

Derivando la ley de gases ideales $P\alpha = R_{sp}T$ respecto al tiempo, se obtiene

$$P \frac{d\alpha}{dt} + \alpha \frac{dP}{dt} = R_{sp} \frac{dT}{dt}.$$

Eliminando $\frac{d\alpha}{dt}$ entre las dos últimas ecuaciones

$$\frac{dq}{dt} = (c_v + R_{sp}) \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dP}{dt},$$

y usando la relación $c_P = c_v + R_{sp}$, se obtiene la ecuación termodinámica de la energía, que expresa la conservación de la energía

$$\frac{dq}{dt} = c_P \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dP}{dt}. \quad (1.36)$$

La ecuación anterior también puede ponerse usando la relación entre derivada total y derivada local $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla$, sin embargo en este caso se usa la coordenada P (presión) en lugar de la coordenada z , es decir $\mathbf{r} = (x, y, P)$. Con esto, se obtiene

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dt} &= \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T, \\ &= \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V}_H \cdot \nabla_H T + \frac{dP}{dt} \frac{\partial T}{\partial P}, \end{aligned}$$

donde \mathbf{V}_H representa la velocidad horizontal y $\nabla_H T$ es el gradiente de T en el plano horizontal. Sustituyendo esta última expresión en la ecuación (1.36) se obtiene

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H T + \frac{dP}{dt} \left(\frac{\alpha}{c_P} - \frac{\partial T}{\partial P} \right) + \frac{1}{c_P} \frac{dq}{dt} \quad (1.37)$$

Esta última ecuación es otra forma de la conservación de la energía. Expresa que el cambio local de la temperatura es debido a la *advección de calor* $\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H T$, el movimiento vertical $\frac{dP}{dt} \left(\frac{\alpha}{c_P} - \frac{\partial T}{\partial P} \right)$ y a la entrada de calor al sistema $\frac{1}{c_P} \frac{dq}{dt}$. La entrada de calor es un término no adiabático porque puede ser calor por otros fenómenos como procesos radiativos, químicos, etc.

Es conveniente poner la ecuación (1.37) en términos de la energía potencial θ . Para esto hay que recordar la ecuación de la temperatura potencial (1.10)

$$\frac{T}{\theta} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{c_P/R_{sp}},$$

y luego derivarla respecto a P para obtener

$$\frac{\partial T}{\partial P} = \frac{\partial \theta}{\partial P} \left(\frac{P}{P_0} \right)^{c_P/R_{sp}} + \frac{c_P}{R_{sp}} \theta \left(\frac{P}{P_0} \right)^{c_P/R_{sp}-1}.$$

Sustituyendo la ecuación de la temperatura potencial (1.10) y la ley de gases ideales en la ecuación anterior, se obtiene

$$\frac{\partial T}{\partial P} = \frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial P} + \frac{\alpha}{c_P}.$$

Sustituyendo esta última expresión en la ecuación (1.37)

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{dt} &= -\mathbf{V}_H \cdot \nabla_P T - \frac{dP}{dt} \left(\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial P} \right) + \frac{1}{c_P} \frac{dq}{dt}, \\ &= -\mathbf{V}_H \cdot \nabla_P T - \frac{dP}{dt} \left(T \frac{\partial \ln \theta}{\partial P} \right) + \frac{1}{c_P} \frac{dq}{dt}, \\ &= -\mathbf{V}_H \cdot \nabla_P T + \omega S_p + \frac{1}{c_P} \frac{dq}{dt}, \end{aligned} \tag{1.38}$$

donde $\omega = \frac{dP}{dt}$ y $S_p = -T \frac{\partial \ln \theta}{\partial P}$.

1.3.4. Movimiento de la atmósfera

De todo lo anterior, las ecuaciones que rigen el movimiento de la atmósfera son las ecuaciones: la ley del gas ideal (1.2), la segunda ley de Newton (1.30), ecuación de continuidad (1.35), ecuación termodinámica de la energía (1.36) o (1.38) y un

término para otras fuentes de energía:

$$\begin{aligned} P\alpha &= R_{sp}T, \text{ ecuación de estado,} \\ \mathbf{a}_0 &= \mathbf{g} - \frac{1}{\rho}\nabla P + \mathbf{F}_f + 2\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v} - \omega^2\mathbf{r}, \text{ conservación del momentum,} \\ \frac{dq}{dt} &= c_P\frac{dT}{dt} - \alpha\frac{dP}{dt}, \text{ conservación de la energía,} \\ \frac{d\rho}{dt} &= -\rho\nabla \cdot \mathbf{v}, \text{ conservación de la masa,} \\ \frac{dq}{dt} &= M, \text{ ecuación de otras fuentes de energía,} \end{aligned} \tag{1.39}$$

Al conjunto anterior de ecuaciones a veces se les llama *ecuaciones primitivas*.

2. Sistema climático de la Tierra

2.1. Componentes del clima

El sistema climático de la Tierra comprende todo lo gaseoso (atmósfera), lo líquido (océanos, lagos, ríos, agua en el suelo, agua subterránea, precipitación) y lo sólido (litósfera, biósfera, criósfera, hielo) y sus interacciones. Estas interacciones pueden ser físicas o químicas y pueden ser muy complejas como el intercambio de energía, masa, agua entre un reservorio a otro. Los reservorios son dinámicos, lo que hace que el clima sea interdisciplinaria [22].

El sistema climático de la Tierra se divide en cinco componentes:

- *Atmósfera*: es la parte gaseosa por encima de la superficie terrestre, incluye los gases listados en la Tabla 1.1 y las interacciones entre estos gases. Entre los principales procesos considerados se encuentran: clima, balance de radiación, formación de las nubes y radiación, flujo de la atmósfera, trazado de gases naturales y antropogénicos (generados por el hombre), análisis del vapor de agua, aerosoles y polvo.
- *Hidrosfera*: incluye todas las formas de agua líquida sobre la superficie terrestre y debajo de la superficie. Entre los procesos principales están: circulación del agua, flujo en los océanos, transporte de calor y trazadores en los océanos, intercambio de agua entre la atmósfera y cuerpos de agua, análisis de reservorios de carbono de ciclos rápidos.
- *Criósfera*: incluye todas formas de hielo como glaciares, hielo en el océano y nieve. Analiza los reservorios de agua a largo plazo, cambios en el balance de radiación por la conversión hielo-agua, influencia de la salinidad en regiones críticas del océano.
- *Superficie Terrestre*: analiza la parte sólida de la Tierra, como la posición de los continentes como un factor que determina las zonas climáticas y las corrientes

oceánicas, cambios en el nivel del mar, transformación de radiación de onda corta a radiación de onda larga, reflectividad de la superficie terrestre según el tipo de terreno, reservorio de calor y transferencia de energía y momentum entre suelo y viento.

- *Biósfera*: estudia la cubierta orgánica de suelo y océanos como vegetación, suelos y organismos marinos, determina el intercambio de carbono, balance de CO_2 en la atmósfera, balance de radiación según el tipo de vegetación, transferencia de momentum entre la atmósfera y la vegetación, intercambio de vapor de agua entre la atmósfera y vegetación-suelo.

Un sexto componente es la *antroposfera* que estudia los procesos donde se involucran las actividades humanas. Entre los procesos se menciona: agricultura y deforestación, uso de agua, reflectividad en calles y edificios, clima en las ciudades, calidad de aire en las ciudades. Todas las componentes con algunas de sus interacciones se muestran en la Figura 2.1.

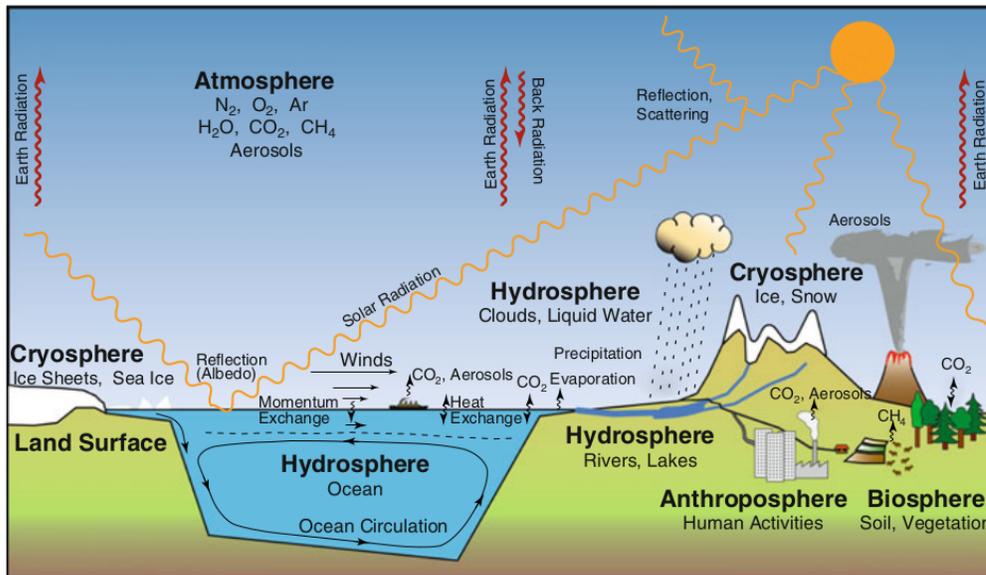


Figura 2.1. Componentes del sistema Climático de la Tierra. Fuente: tomado de [22], página 4.

2.2. Modelos del clima

No existe un modelo único del clima, un modelo será mejor que otro dependiendo del estudio que se está realizando. En general, los modelos del clima se pueden clasificar en [22]:

- *Modelos de Saltzman.* Son modelos promediados globalmente que simulan cantidades dependientes del tiempo y a gran escala (ej. temperatura media global, volumen total de hielo, contenido de CO_2) y forman un sistema dinámico no lineal.
- *Modelos de balance de energía.* Son los modelos más antiguos simplificados, estiman los datos cuantitativos del cambio climático.
- *Modelos de advección-difusión.* Describen la advección-difusión de sustancias químicas que se pueden trazar como el CO_2 . Usualmente describen un proceso resumido pero a nivel global, ej. el ciclo del carbono en la Tierra.

2.2.1. Modelo de circulación global

Los modelos de circulación global como los AGCM (*Atmospheric General Circulation Model*) y los OGCM (*Ocean General Circulation Model*) son modelos tridimensionales que analizan la circulación global de la atmósfera-océano, estudiando por ejemplo la estabilidad. Estos modelos tienden a simplificar la complejidad de un proceso climático como el ciclo del carbono. Para la atmósfera-océano se usa una grilla en tres dimensiones como se muestra en la Figura 2.2.

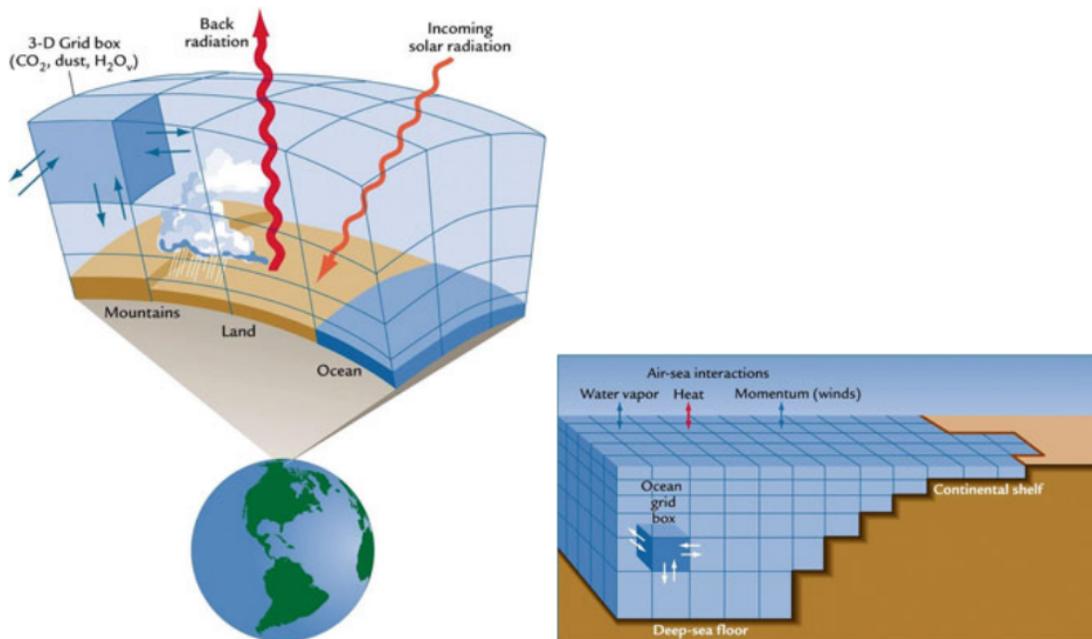


Figura 2.2. Ilustración de la grilla 3D usada para los modelos de circulación global. Fuente: tomada de [22] página 29.

2.2.2. Modelo regional

Un modelo regional estudia una región particular del planeta Tierra. Lo que se busca es precisión en las predicciones para una región pequeña, esto hace que la complejidad de los procesos sea más alta.

2.3. Modelación del clima

La modelación del clima inicia con el estudio del clima pasado. Varios estudios paleográficos han generado datos físicos y químicos del clima de hace mucho tiempo atrás. Entonces conociendo el clima presente y ejecutando un modelo climático partiendo de los datos paleontológicos se puede probar un modelo y así aplicarlo para conocer el clima futuro [22].

La modelación del clima idealmente, involucra modelar completamente las cinco componentes anteriores. Sin embargo debido a la complejidad de los procesos de cada componente, se modela cada componente y luego se acoplan entre sí para modelar el clima, incluso si el componente es muy complejo será necesario tener varios sub-modelos. Como todo modelo matemático de un fenómeno natural, la modelación del clima es una simplificación de los procesos climáticos.

Para el caso de la dinámica atmosférica, el modelo matemático lo constituyen las ecuaciones (1.39) o variaciones de estas ecuaciones. Matemáticamente el sistema de ecuaciones diferenciales (1.39) es un sistema de ecuaciones diferenciales parciales no lineales que se pueden condensar en la forma

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = L\psi, \tag{2.1}$$

$$\psi(0) = \psi_0, \tag{2.2}$$

$$\psi(\mathcal{B}) = \Psi_{\mathcal{B}}(t), \tag{2.3}$$

donde se necesitan las condiciones iniciales (IC) y las condiciones de frontera (BC). Debido a que el problema es no lineal, hay una interacción entre las diferentes espacios del dominio y el sistema es caótico, es decir depende fuertemente de las condiciones iniciales y de frontera (ICBC) [10], [22].

2.4. Conceptos de Climatología

El **tiempo** (en sentido del clima) es una característica del sistema climático definido como un promedio en términos de medias y otras medidas estadísticas que se miden temporalmente y espacialmente. Una **normal climática** es una observación de referencia por un periodo de 30 años (para los modelos regionales los periodos son menores debido al costo computacional en simular grandes periodos). Una **anomalía** es una desviación de la normal [14].

Un **elemento climático** o **variable climática** es una cantidad meteorológica clave como la radiación solar, temperatura, humedad, precipitación, humedad del suelo, etc. Para caracterizar y estudiar las variabilidades o cambios en el clima, es necesario determinar las medias de cierto orden (el de orden 1 es la media aritmética; el de orden 2 es la desviación estándar, etc.), las distribuciones temporales y espaciales de los máximos y mínimos, distribuciones de frecuencia, etc. Es necesario también, ordenar los datos según algún criterio, por ejemplo, por región, por estación, por latitud/longitud, etc. [14].

2.4.1. Promedios climáticos

En el clima se pueden identificar tres tipos de *medias* o *promedios*:

- **Media espacial** del elemento climático X :

$$\{X\} = \frac{1}{m \times n} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m X_{ij} \quad (2.4)$$

m y n es el número de valores en la dirección este-oeste y norte-sur respectivamente. Dos casos especiales del promedio espacial son la **media zonal** que es el promedio espacial a lo largo de las latitudes y la **media latitudinal** a lo largo de las longitudes. La media espacial indica la evolución temporal de una variable en una región. La media espacial es una serie temporal.

- **Media temporal** del elemento X :

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^n \frac{X_i}{n} \quad (2.5)$$

n es el número de datos disponibles de la variable X en una serie temporal.

\bar{X} examina la estructura espacial y se usa en climas regionales. También se pueden aplicar simultáneamente una media temporal y luego la media espacial.

- **Media de ensambles.** Un ensamble de un modelo climático es el modelo mismo con ciertas condiciones iniciales y de frontera. Una media de ensambles es el promedio del mismo modelo climático pero iniciado con diferentes condiciones iniciales. Es útil para obtener escalas de un fenómeno particular y obtener sus características, por ejemplo los ciclones tropicales. Los estudios de ensambles y estudios sensitivos son útiles para incrementar la confiabilidad de un sistema climático.

Debido a que una media puede ser la misma para diferentes distribuciones estadísticas, para identificar los cambios climáticos o variabilidad en el espacio/tiempo no solo se necesitan las medias, sino las variaciones de estas distribuciones, es decir, los momentos. El primer momento es la media aritmética. El segundo momento mide el ancho o variabilidad de la distribución de los datos. El segundo momento más usado es la varianza. La varianza para el elemento X es

$$\sigma_X^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2, \quad (2.6)$$

que estima la variación del elemento X con su media \bar{X} [14].

En el clima, los datos climáticos o meteorológicos no se distribuyen normalmente, por eso es necesario usar los momentos de tercer y cuarto orden para describir la distribución [14]. El momento de tercer orden está dado por

$$Skew_X = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{X_i - \bar{X}}{\sigma_X} \right)^3. \quad (2.7)$$

Este momento mide qué tan asimétrico es la distribución de los datos. El momento de cuarto orden está dado por

$$Kurt_X = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[\frac{X_i - \bar{X}}{\sigma_X} \right]^4 \right) - 3. \quad (2.8)$$

Este momento indica qué tan plana es la distribución.

2.4.2. Aplicaciones de los promedios

Se discuten a continuación la aplicación de las medias en diferentes variables climáticas.

- *Presión.* Al promediar en el tiempo la presión a nivel global, se pueden observar varias regiones con presión alta y baja. Éstas regiones se llaman *células semi-permanentes de presión*, debido a que se mantienen incluso al promediar sobre mucho tiempo. Éstas células dependen entre sí, ya que que si una región cambia de presión, también lo harán las otras células. Ej. en el ecuador, cerca de la zona de convergencia interna tropical (ITCZ) la presión siempre es baja. Las oscilaciones a gran escala, como las Oscilaciones del Atlántico Norte (NAO) y las Oscilaciones del Pacífico Norte (NPO) pueden estudiarse con promedios temporales ([14]).
- *Viento.* Los patrones de viento se gobiernan por los cambios de calor y la aceleración de Coriolis. Al promediar el viento globalmente, la componente longitudinalmente promediada (componente de viento zonal) es aproximadamente un orden de magnitud mayor que la componente meridional. En promedios a largo plazo, se pueden apreciar los patrones de circulación ([14]).
- *Humedad, nubes y precipitación.* Los promedios en éstas cantidades, dan la distribución espacial de la precipitación y humedad, identificando las fuentes y sumideros de humedad y agua. Promediando en el espacio la precipitación y humedad, se pueden obtener los periodos de sequía o de lluvia ([14]).

3. Modelo RegCM

3.1. Introducción

El modelo RegCM es un modelo regional climático, desarrollado para simulaciones del clima regional a largo plazo. El modelo ha participado en comparaciones entre varios modelos regionales, estudios climáticos regionales realizados por varias comunidades, desde estudios del paleo-clima a proyecciones futuras del clima regional [7].

RegCM es un modelo comunitario, diseñado para usuarios variados tanto en países desarrollados como en vías de desarrollo [7]. Se ha mostrado que RegCM se desempeña muy bien varias regiones, tales como África, Sudamérica, América Central, Este de Asia, Europa y otros [7], [11], [25], [27]. Por ejemplo, en la región Oeste de África se ha estudiado el impacto de los usos de la tierra, vegetación dinámica y esquemas de la superficie terrestre [11], [27].

Actualmente el proyecto RegCM tiene apoyo del *Regional Climate research NETWORK*, un grupo grande de científicos coordinado por la sección *Earth System Physics* del *Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP)* [7].

La generación actualmente disponible para su uso es la cuarta (RegCM4). La versión usada para este proyecto fue la 4.6.1 que es la versión más estable y madura en la actualidad (2021).

La modelación RegCM incluye cuatro componentes: *Terrain*, *ICBC*, *RegCM*, and *Postprocessor*. *Terrain* y *ICBC* son preprocesadores, es decir prepara los datos antes de la simulación con el componente *RegCM*. El proceso principal realizado por los preprocesadores es la interpolación de las variables terrestres (elevación, uso de la tierra, vegetación, etc.). RegCM es el componente que simula la dinámica at-

mosférica. El Postprocessor incluye herramientas para visualización de datos como GrADS [7].

RegCM usa un modelo de terreno que sigue un sistema de coordenadas con coordenadas verticales presiones σ y con un algoritmo de diferencias finitas en una grilla tipo Arakawa-B [7]. El componente dinámico (las ecuaciones que rigen la dinámica de la atmósfera) es el modelo MM5 (*Mesoscale Model version 5*). El esquema de la radiación es el que se usa en CCM3 (*Community Climate Model version 3*) e incluye la modelación de aerosoles según el modelo de Solmon y Zakey [7]. El modelo aplica el esquema de capa frontera no local de Holtslag y provee cuatro opciones diferentes para la parametrización de la convección: el esquema modificado de Kuo, el esquema de Grell, el esquema de Emanuel y el esquema de Tiedtke [7]. El modelo también incluye dos opciones para la modelación de la superficie terrestre: el *Community Land Model version 3.5* (CLM3.5) y el *Biosphere Atmosphere Transfer Scheme* (BATS) que se explican detalladamente más adelante.

3.2. Parametrizaciones físicas de RegCM

3.2.1. Esquema de radiación

La componente solar toma en cuenta los efectos del O_3 , H_2O , CO_2 y O_2 . Incluye 18 intervalos espectrales desde 0.2 a 0.5 μm , absorción y dispersión de radiación por las nubes [7].

3.2.2. Modelos de superficie terrestre

El modelo por defecto es BATS aunque se puede configurar para que se use CLM3.5 o CLM4.5. BATS y CLM4.5 se describen posteriormente.

3.2.3. Esquemas convectivos de precipitación

Los modelos de convección de la humedad son importantes en la predicción de la circulación atmosférica. La convección de la humedad se divide en dos categorías: *convección profunda* y *convección delgada*. La convección profunda sucede en grandes distancias verticales en la troposfera, mientras la delgada solo en una pequeña porción. La convección de la humedad modifica el ambiente en dos diferentes formas: la convección profunda, que es la que asocia con precipitación y el arrastre vertical

de humedad, calienta la atmósfera debido a la remoción de humedad en la precipitación; la convección delgada, que se asume no produce precipitación, no remueve agua de la atmósfera, sino humedece y enfría las partes media superior de las nubes y calienta las partes media inferior a medida que la humedad se condensa liberando calor latente [21].

Adicionalmente la convección profunda puede dividirse en dos componentes: componente *convectiva* y componente *estratoforme*. Las componentes convectivas son pequeños núcleos o células con mucho movimiento en el traslado de humedad vertical, es el inicio de una convección profunda. La componente estratoforme es la convección ya casi terminada, usualmente abarca grandes regiones y sus movimientos verticales son lentos [21].

Los procesos de convección ocurren a baja escala (entre 25 a 1000 m). Esto hace que sea difícil representarlos directamente en la grilla de los modelos atmosféricos por el gran costo computacional. Ésta es la razón de la existencia de parametrizaciones de la convección. Las parametrizaciones llamadas implícitas representan los efectos de los procesos a escalas de sub-grilla en la grilla. Algunas parametrizaciones se enfocan en la convección profunda y delgada, pero únicamente reproducen los efectos en el ambiente. La mayoría de parametrizaciones únicamente estudian el cambio en la temperatura ambiental y la humedad específica. Algunas otras estudian adicionalmente los cambios de momentum [21].

Algo en común en todas las parametrizaciones de la convección, es que evalúan primero la **energía potencial convectiva disponible** (CAPE) en un paquete de aire [21]. Inicialmente el paquete de aire está no saturado en un ambiente inestable, luego el paquete se eleva siendo una flotación negativa (la densidad del paquete es mayor que la del ambiente). Conforme el paquete se sigue elevando llegará un momento donde se saturará y alcanzará el **nivel de convección libre** (LFC). En este punto (LFC), la densidad del paquete es menor que la del ambiente por tanto seguirá elevándose hasta alcanzar una posición de equilibrio donde su densidad sea igual que la del ambiente. A éste punto de equilibrio se le llama **nivel de equilibrio** (EL). El CAPE se define como

$$\text{CAPE} = g \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz, \quad (3.1)$$

donde g es la aceleración de la gravedad, θ es la temperatura potencial del paquete y $\bar{\theta}$ es la temperatura potencial del ambiente. Si $\text{CAPE} < 0$ se necesita agregar trabajo para que suba el paquete, pero si $\text{CAPE} > 0$ *habrá convección profunda* [21], [26]. Entre EL y LFC parte de la energía potencial se puede convertir en energía cinética.

Otro término útil es la **inhibición convectiva** (CIN). CIN es la energía que necesita un paquete para que se eleve verticalmente y pseudoadiabáticamente de un nivel inicial (SL) hasta el LFC

$$\text{CIN} = -g \int_{\text{LFC}}^{\text{SL}} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz. \quad (3.2)$$

Si $\text{CIN} > 0$, los paquetes necesitan que los eleven para que alcancen el LFC. Aunque en el ambiente haya un CAPE muy grande (positivo), no habrá convección si CIN no es muy grande [21].

Las parametrizaciones convectivas se conceptualizan de muchas formas y los esquemas pueden separarse en varios tipos. En general, los esquemas se pueden agrupar en dos grandes grupos: *esquemas de control de capa profunda* y *esquemas de control de bajo nivel*. Los esquemas de capa profunda estudian la creación del CAPE por procesos a gran escala. Los esquemas de bajo nivel asumen que algún CAPE está dado y hay convección hasta que ésta energía potencial se termine [21].

Los núcleos de convección profunda son muy pequeños en comparación con las redes meteorológicas de observación. Esto hace que las mediciones directas no sean posibles, en su lugar, se usan datos de radares Doppler para regiones pequeñas y satelitales a gran escala. Usando los conceptos de energía estática seca y húmeda y un análisis de perturbaciones a las ecuaciones de conservación de la masa, energía y humedad, se puede deducir una ecuación útil para la convección

$$\bar{Q}_1 - \bar{Q}_2 = \bar{Q}_R + Q_H + Q_E, \quad (3.3)$$

donde \bar{Q}_1 es la fuente aparente media de calor, \bar{Q}_2 es el sumidero medio de humedad, Q_H es el calor sensible por unidad de área en la superficie, \bar{Q}_R es la tasa de calentamiento debido a la radiación y Q_E es el flujo de calor latente. El lado derecho de la ecuación (3.3) es fácil de medir por instrumentos meteorológicos, y con esto se puede estimar $\bar{Q}_1 - \bar{Q}_2$ que es muy difícil de medir directamente. Analizando los perfiles verticales promediados temporalmente de \bar{Q}_1 y \bar{Q}_2 se pueden obtener patrones del

calor y humedad en la atmósfera [21].

3.2.3.1. Descripción de los esquemas convectivos usados por RegCM

- **Esquema de Kuo.** El esquema convectivo de Kuo es uno de los esquemas más antiguos (propuesto por Kuo en 1965) y uno de los que se usan más actualmente debido a su bajo costo computacional [21]. Se considera un esquema de control de capa profunda y el modelo es estático, es decir, únicamente devuelve los efectos en el ambiente. Su funcionamiento se basa principalmente en calcular la humedad disponible [7], [21]. Se dice que el esquema de Kuo viola la causalidad, pues asume un equilibrio estadístico entre el agua consumida por la convección y el agua suministrada a la atmósfera no incluyendo a la energía [21]. La suposición clave del esquema de Kuo es que la precipitación PR está dada por:

$$PR = (1 - \beta)M_t \quad (3.4)$$

M_t representa la convergencia de la humedad en una columna, β es la fracción de humedad que se queda en la columna. La convección inicia cuando M_t sobrepasa un valor umbral y existe un sondeo vertical inestable.

- **Esquema de Grell.** Este esquema considera la circulación de las nubes en dos vías: hacia arriba y hacia abajo. El esquema se activa cuando un paquete alcanza la humedad convectiva [7]. La condensación en la nube elevada se calcula elevando un paquete de aire. Este esquema calcula la humedad y energía (calor).
- **Esquema de MIT-Emanuel.** Este esquema es una modificación al esquema de Emanuel y es del tipo flujo de masa. Usa la flotación de paquetes en lugar del modelo de la pluma. Se cataloga como un esquema de control de bajo nivel. La mezcla en las nubes se asume no homogénea y no ocurre periódicamente a diferencia de los modelos de pluma que asumen que la mezcla es continua. La fracción de nube que se convierte en precipitación depende de la temperatura. El esquema que usa RegCM es el de Zivkovic-Rothman (1999) que ha mostrado mejores resultados en comparación con la mayoría de esquemas [21].
- **Esquema de Tiedtke.** Este esquema se basa en la microfísica de las nubes y controla principalmente la humedad y la turbulencia de la capa límite [7]. Usa el modelo de la pluma para representar las nubes convectivas. Se incluye la convección delgada modelando nubes delgadas en el nivel de flotación libre

y arriba de ese nivel. Comparando el modelo con datos reales se ha probado que el esquema de Tiedtke trabaja bien en sistemas tropicales [21].

3.3. Modelo BATS

La descripción siguiente es un resumen de [3].

El modelo BATS (*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*) es un modelo para comprender los procesos terreno-superficie, describiendo principalmente el papel de la vegetación en modificar la humedad de la superficie y los depósitos de energía. Los objetivos principales de BATS son:

1. Calcular las transferencias de momentum, calor y humedad entre la superficie terrestre y las capas de la atmósfera.
2. Calcular los valores de la velocidad del viento, humedad y temperatura en la atmósfera, dentro de la vegetación y al nivel de la superficie terrestre.
3. Calcular la temperatura y humedad sobre la superficie terrestre incluyendo la filtración de agua en el suelo.

Los procesos principales analizados por BATS son:

- La asignación de un tipo de terreno e información del suelo para cada grilla superficial.
- Los cálculos de las temperaturas del suelo, nieve u océano según el flujo de calor superficial. Estas temperaturas dependen de la capacidad calorífica del suelo o nieve y de la conductividad térmica.
- Los cálculos para la humedad, evaporación y filtración de agua en el suelo.
- La especificación de la cobertura vegetal en términos fraccionales de su sombra con el suelo y las áreas relativas de transpiración y no transpiración según el tipo de suelo.
- El albedo superficial en términos de la humedad del suelo, cubierta vegetal, cubierta de nieve y las sombras de la vegetación.
- El almacenamiento de agua en las plantas, incluyendo rocío, precipitación interceptada y la transpiración. La transpiración depende de la resistencia estomatal de la planta y de la cantidad de agua en el suelo.

- Los coeficientes de arrastre superficiales (coeficientes que miden la resistencia del viento o calor) según el tipo de vegetación y el número de Richardson.
- La determinación de la temperatura del follaje (hojas) en función de los balances de energía y de humedad.

Para lo anterior es necesario establecer categorías predominantes a cada punto grilla en la superficie. En cuanto a la energía, la Tierra recibe y emite varios tipos de energía:

- radiación solar
- radiación infrarroja
- flujo de calor sensible
- flujo de calor latente
- diferencias de humedad específica

La energía total recibida en la superficie es la responsable de derretir el hielo, calentar la superficie y almacenamiento de calor en el interior del suelo. En cuanto a la escala temporal, el almacenamiento de calor por varios días se desprecia, tomándose en cuenta sólo escalas cortas de tiempo como las variaciones diurnas del calor latente y sensible.

En cuanto a la vegetación se considera:

- absorción de radiación solar y sombras en el suelo por la vegetación
- intercambio de calor sensible y latente de la atmósfera con la vegetación
- presencia de humedad según el tipo de vegetación.

La mayor transferencia de la humedad del suelo a la atmósfera es debido a la evapotranspiración de las plantas.

Los procesos anteriores se ilustran en la Figura 3.1.

roja con longitudes de onda mayores a $0.7 \mu\text{m}$ y luz visible con longitudes de onda menores a $0.7 \mu\text{m}$. Los albedos de las plantas son menores para la luz visible que para la infrarroja pues absorben luz visible en la fotosíntesis; el hielo tiene albedos mayores con la luz visible. Los albedos también dependen del ángulo solar cenital.

El color del suelo, textura y drenaje se hace según el mapa mundial de suelos de la UNESCO/FAO. La vegetación modifica:

- la sombra en el suelo que bloquea la radiación solar.
- el incremento de las resistencias a los intercambios de calor, momentum y humedad.
- la cantidad de agua en el suelo, por la evapotranspiración.

La vegetación se prescribe en cada grilla definiendo dos índices: L_{AI} (*leaf area index*) y S_{AI} (*stem area index*).

Los albedos se determinan según la superficie. Para los suelos, depende del tipo de suelo y de la humedad que posee. Si el suelo está cubierto de vegetación, casi el 80 % de la luz visible es retenida por las plantas. Para el hielo depende si la radiación es de onda larga (infrarroja) o corta (luz visible) y del ángulo cenital del sol para la radiación. El albedo para la nieve disminuye con el tiempo por el derretimiento y solidificación.

La temperatura del suelo y del subsuelo se calculan en base a la diferencia de temperatura entre la superficie del suelo y el subsuelo, del flujo solar absorbido sobre el suelo descubierto, el flujo de radiación infrarroja, flujo de calor sensible al suelo, flujo de humedad, flujos de calor latente, tasa de derretimiento del hielo y del calor específico del suelo. La fracción de suelo congelado se supone lineal para la temperatura. Para la superficie del suelo, la conductividad térmica y capacidad calorífica dependen de su contenido de humedad y materia orgánica.

Cuando el suelo está descubierto (sin vegetación), la especificación de la humedad del suelo depende si es una región oceánica o una región continental. La atmósfera se divide en varias capas, la precipitación en cada capa depende de la humedad presente en la capa y el flujo de capas superiores, la precipitación y flujo de calor latente en el suelo es igual a la suma de las precipitaciones en las capas

atmosféricas. La humedad en el suelo o fluye superficialmente o se infiltra en el subsuelo. La infiltración depende del tipo de raíces de las plantas. La evaporación en el suelo depende de la conductividad y succión del suelo. En los periodos de lluvia o nieve intensa, la mayoría de la precipitación fluye hacia ríos y lagos, el deslizamiento de agua se infiere en base al historial de lluvia en una región.

En mecánica de fluidos, un *coeficiente de arrastre o de resistencia* es una cantidad adimensional que mide la dificultad de un objeto al desplazarse por el fluido. En el modelo BATS se define un coeficiente de arrastre de momentum para estimar la temperatura suelo-atmósfera que se evalúa a 10 m sobre el océano y 1.5 m sobre el suelo. Este coeficiente de arrastre depende de la turbulencia de la atmósfera. Se definen coeficientes de arrastre sobre la vegetación y sobre el hielo. Los flujos de calor latente y calor sensible se obtienen en base a los coeficientes de arrastre, densidad del aire, calor específico del aire y velocidad del viento.

Para calcular los flujos de energía en la vegetación es necesario asignar parámetros y variables al modelo grillado. Para el follaje, se especifica el área superficial unilateral por unidad de área de la superficie con las variables L_{AI} (índice de área de las hojas) y S_{AI} (índice de área de tallos). L_{AI} mide la parte del follaje que permite la transpiración y cambia según la estación del año; S_{AI} mide la parte que no transpira y la vegetación muerta y es constante en el tiempo para cada tipo de superficie. La evaporación total en la vegetación incluyendo la de tallos y hojas depende de la precipitación interceptada por la vegetación, la cantidad máxima de agua que la vegetación puede guardar y de L_{AI} y S_{AI} .

Cuando llueve, la superficie de la vegetación (hojas y tallos) atrapa una pequeña película de agua antes de que el agua llegue al suelo. Esta cantidad de agua se evapora hacia el aire pero al mismo tiempo limita la transpiración de la vegetación verde. En las noches, la formación del rocío en las plantas también limita la transpiración. La tasa de transpiración depende de la temperatura: a temperaturas bajas la transpiración es menor. En lugares donde nieva, el agua almacenada en la vegetación, en forma de hielo se asume igual a la almacenada en forma líquida.

El flujo de agua en plantación seca, se debe principalmente a la evapotranspiración y esta tasa de flujo depende de la resistencia estomatal de la planta. La resistencia estomatal es la resistencia total mecánica por la difusión desde adentro

de la hoja hacia el exterior. El vapor de agua dentro de las hojas se mantiene casi cerca de su valor saturado. La resistencia total depende de la distribución y la forma de los estomas, de la radiación solar, la temperatura estacional y contenido de humedad en el suelo.

El flujo de agua de las plantas hacia la atmósfera también depende de la resistencia de las raíces para extraer agua del suelo.

3.4. Modelo CLM

Se describe a continuación el modelo CLM versión 4.5. Lo siguiente es un resumen de los capítulos 1 hasta el 8 de [17].

El modelo CLM (*Community Land Model*) es un modelo computacional que representa los procesos en la superficie en una simulación climática global. El modelo inició con la ampliación de la biogeofísica, que incluye agregar el ciclo del carbono, vegetación dinámica y enrutamiento de ríos. En la versión 2 se introduce el tipo de plantas funcionales (PFT) con la especificación de los PFTs y los índices LAI de datos satelitales. Con esto se modifica las parametrizaciones para los albedos de las vegetaciones y el cubrimiento de la vegetación por la nieve. Se hicieron numerosos cambios en la fisiología de las plantas.

En la versión 3, se hicieron mejoras en la eficiencia de los resultados, lo que mejoró el clima simulado. Se han hecho varios estudios con el modelo versión 3, como extracción de características del ciclo del agua en la superficie, biogeografía global de plantas y producción primaria neta cuando se acopla a un modelo de vegetación dinámica, la respuesta de la evapotranspiración a eventos en la precipitación, humedad en el suelo y acoplamiento atmósfera-superficie terrestre, etc.

La versión 3 tiene problemas al simular el ciclo hidrológico, la versión 3.5 mejora algunas deficiencias en el ciclo hidrológico. Se ve una mejora dramática al acoplar CLM3.5 a un modelo de vegetación dinámica.

La versión 4 (CLM4) mejora la representación de los procesos en la superficie terrestre, expande las capacidades del modelo y se mejoran los datos de la superficie para el modelo. Entre las nuevas capacidades se mencionan representación del ciclo

carbono-nitrógeno, modelación del cambio de vegetación en modo estacionario, se añade más complejidad al suelo, se añade un modelo para incluir el clima y balance de energía en áreas urbanas y áreas rurales, y se mejoran los datos y procesos donde se involucran los PFTs.

En la versión 4.5 (CLM4.5) se añaden los avances científicos más recientes en cuanto a los procesos en la superficie terrestre, expande nuevamente las capacidades del modelo y mejora los datos de entrada atmosféricos y de la superficie. Entre las nuevas capacidades se incluyen la mejora de los procesos relacionados con la fotosíntesis y la fisiología estomatal, se añaden mejoras al ciclo hidrológico en hielo, se añaden varios modelos para la traza de aerosoles y procesos como la fijación de los aerosoles en plantas y suelo.

Entre los procesos principales se pueden enunciar:

- Caracterización de la superficie incluyendo su heterogeneidad en el tipo y estructura del ecosistema.
- Absorción, reflexión y transmisión de la radiación solar.
- Absorción y emisión de radiación de onda larga.
- Flujos de momentum, calor sensible y calor latente.
- Hidrología de la vegetación.
- Hidrología de la nieve.
- Hidrología del suelo.
- Procesos glaciares.
- Inundación y enrutamiento de ríos a los océanos.
- Clima y balance de energía urbana.
- Almacenamiento y respiración del carbono y nitrógeno por las plantas.
- Fenología vegetal.
- Descomposición del suelo y carbono de hojarasca.

- Ciclo completo del nitrógeno que incluye almacenamiento, fijación, desnitrificación, alimentación y pérdida por incendios.
- Mortalidad de plantas.
- Simulación de incendios.
- Producción, emisión y oxidación de metano.
- Dinámica e irrigación de cultivos.
- Distribución de la vegetación dinámica.
- Emisión de compuestos orgánicos volátiles biogénicos.
- Almacenamiento y movilización del polvo.
- Fraccionamiento de isótopos de carbono.

Los procesos anteriores se ilustran en la Figura 3.2.

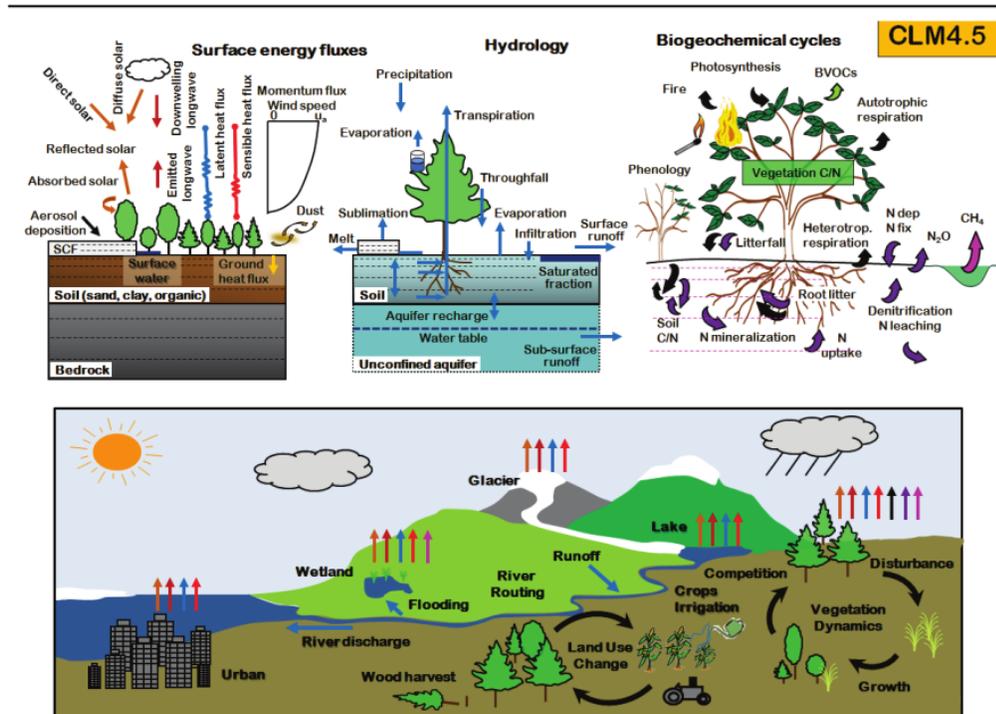


Figura 3.2. Diagrama de procesos biofísicos en el modelo CLM. Fuente: tomada de [17], página 13.

RegCM se puede acoplar con CLM versión 3.5 o la versión 4.5. Para este trabajo se usó la versión 4.5. A continuación se describe los procesos más importantes en CLM versión 4.5

3.4.1. Descripción breve de los procesos

En CLM la superficie terrestre es heterogénea y se representa por una jerarquía anidada de sub-grillas en el cual cada grilla se compone de múltiples unidades de superficie, columnas de nieve/suelo y PFTs. Cada grilla puede tener diferente número de unidades de tipo de superficie, un número diferente de columnas y cada columna un número diferente de PFTs. El primer nivel de las sub-grillas es el tipo de superficie que pueden ser: glaciar, lago, urbano, con vegetación y cultivo. El segundo nivel es la columna, indica la variabilidad del suelo/nieve. En una columna hay diez capas para el suelo y cinco capas para la nieve. El tercer nivel indica el PFT, si la grilla tiene vegetación, se le puede asignar 16 posibles PFTs que difieren en fisiología y estructura y pueden coexistir en una columna. Todos los flujos entre la atmósfera y la superficie se definen al nivel de los PFTs.

Para una superficie con vegetación pueden 15 posibles PFTs (*Plant Functional Types*) más el suelo descubierto. Los tipos de plantas difieren en las hojas y propiedades ópticas que determinan la reflexión, transmisión y absorción de radiación solar. La estructura de la vegetación se determina por los índices de área de hojas y troncos (L_{AI} , S_{AI}) y altura de las plantas y altura del tronco. Estos datos por lo general son estáticos en una simulación, pero si se activa algún modelo biogeoquímico, el estado de la vegetación puede evolucionar. Los índices (L_{AI} , S_{AI}) se obtienen de datos grillados mensualmente. Si no está activo algún modelo geoquímico, estos índices se interpolan diariamente con los datos mensuales.

Los datos atmosféricos se acoplan con CLM en algún intervalo de tiempo. El estado de la atmósfera lo provee un modelo atmosférico (como RegCM) o se obtiene de datos ya establecidos. CLM inicia los cálculos para la energía, constituyentes de la superficie y flujos de momentum y radiación. Luego los datos actualizados de CLM se pasan al modelo atmosférico. Se calculan albedos, presiones como la atmosférica, la de vapor y presiones parciales especialmente la del O_2 .

La transferencia radiativa entre la vegetación depende de los flujos de radiación

difusa hacia arriba y hacia abajo de la vegetación, de la profundidad óptica del haz solar directo en la vegetación, del ángulo cenital del haz solar y del área proyectada de los índices (L_{AI}, S_{AI}). De igual forma que en el modelo BATS, la radiación se divide en visible ($< 0.7\mu\text{m}$) y cerca del infrarrojo ($> 0.7\mu\text{m}$) que se calculan según el albedo directo solar y el albedo difuso del suelo. De los albedos también se calculan los flujos (por unidad de flujo incidente) absorbidos por la vegetación, reflejado por la vegetación y transmitido por la vegetación.

Los albedos superficiales se dividen en albedo directo y albedo difuso y se ponderan según los albedos del suelo y de la nieve. Los albedos del suelo dependen del color. En CLM éstos colores están prescritos de acuerdo al MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*). Los albedos y absorción solar para la nieve se calculan según el modelo SNICAR (*Snow, Ice, and Aerosol Radiative Model*). El perfil de absorción vertical y el albedo para la nieve dependen del ángulo cenital, albedo del material debajo de la nieve, concentración de aerosoles depositados y tamaño efectivo del grano de nieve. Debido a que en la nieve el albedo varía grandemente, se ha propuesto cuatro bandas para representar correctamente los albedos que en general están cerca del infrarrojo. CLM también modela la evolución de la nieve en el tiempo, que en general es el estudio de la evolución del tamaño efectivo del grano de nieve.

La radiación neta en la superficie es la suma de la radiación neta solar y el flujo neto de radiación de onda larga, tanto para plantas como para el suelo. La fotosíntesis y la transpiración depende de manera no lineal de la radiación solar a través de la respuesta a la luz de los estomas. La radiación neta de onda larga (en W m^{-2}) es simplemente la radiación de onda larga saliente menos la radiación de onda larga atmosférica entrante. La temperatura radiativa se calcula en base a la radiación de onda larga saliente usando la ley de Stefan-Boltzmann.

En general, un flujo es la transferencia de una cantidad por unidad de tiempo por unidad de área. El flujo F se escribe como

$$F = -u_T(\bar{X}_{top} - \bar{X}_{bottom}), \quad (3.5)$$

donde $(\bar{X}_{top} - \bar{X}_{bottom})$ es la cantidad de interés X en la zona donde se calcula el flujo y u_T es la velocidad de transporte o conductividad. Los flujos de momentum

meridional y zonal ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$) transfieren masa de aire en el viento, la conductividad es la densidad del aire. El flujo de calor sensible y flujo de vapor de agua (W m^{-2}) transfieren temperatura potencial y humedad específica respectivamente.

Las temperaturas del suelo y la nieve se calculan con la ecuación de conducción del calor en el suelo/nieve y en el agua. Al calcular estos datos, luego se evalúa si la temperatura es lo suficiente para que ocurra algún cambio de fase.

En la hidrología, el modelo parametriza la interceptación, caída, deslizamiento por la vegetación, acumulación y derretimiento de nieve, transferencia de agua entre capas de la nieve, infiltración, evaporación, inundaciones superficiales, drenaje sub-superficial, redistribución dentro de la columna, recarga y descarga de agua subterránea para simular los cambios en agua en la vegetación, agua superficial, nieve, agua en hielo, agua en suelo y el agua de los acuíferos.

La resistencia estomatal de las hojas se necesita para el flujo de vapor de agua debido a la fotosíntesis. La fotosíntesis se calcula tanto para las hojas que están directamente a la luz solar como hojas que la realizan en la oscuridad. La conductancia estomatal (inverso de la resistencia estomatal) depende del tipo de planta, fotosíntesis neta de las hojas, presión parcial del CO_2 en la superficie de las hojas, presión atmosférica, humedad superficial y presión de vapor en la hoja y de otros parámetros que dependen del tipo de fotosíntesis (ejemplo para plantas C_3 o plantas C_4). El agua en el suelo también influye en la resistencia estomatal.

Luego se describen los procesos en los lagos, glaciares, procesos con el carbono y nitrógeno, fenología de la vegetación, incendios, etc., pero no se discuten ya que no se aplicaron en este trabajo.

3.5. Diferencias principales entre los modelos BATS y CLM 4.5

Tabla 3.1. Diferencias principales entre los modelos BATS y CLM versión 4.5. Fuente: parte obtenida de [25] y el resto por elaboración propia.

Característica	BATS	CLM
Cubierta terrestre/tipos de vegetación	20 tipos de vegetación	24 tipos de vegetación
Representación de la superficie	Una capa para la vegetación, 3 capas para el suelo, una capa para la nieve, una capa de vegetación con fotosíntesis	Una capa para la vegetación con modelo para la resistencia estomatal, 10 capas para el suelo, 5 capas para la nieve
Temperatura del suelo	Usa un modelo de fuerza restauradora de dos capas	Se calcula para las 10 capas explícitamente
Vegetación en una grilla	Toda la vegetación es homogénea	La vegetación se divide en: expuesta directamente al sol y expuesta a la sombra
Resistencia estomatal y tasa de fotosíntesis	No simula tasas de fotosíntesis ni asigna resistencias estomatales	Simula tasas de fotosíntesis, se asigna resistencias estomatales para plantas expuestas al sol y a la sombra
Resistencias de calor y humedad	Son constantes	Se actualizan para el océano y suelo.
Albedos	Usa valores prescritos tanto para la luz solar como para la radiación infrarroja.	Los albedos se actualizan en un modelo de dos vías.
Simulaciones acopladas con RegCM	Bajo costo computacional	Hay más parámetros modificables, lo que permite tener un más control en las simulaciones. Requieren más poder computacional.
Actualizaciones	Es un modelo antiguo discontinuado.	Es un modelo en reciente investigación, se van agregando nuevos aportes según los avances científicos.

Tabla 3.1. Diferencias principales entre los modelos BATS y CLM versión 4.5 (continuación)

Característica	BATS	CLM
Esquemas adicionales	—	Modelación de los ciclos de nitrógeno y carbono, modelación de lagos y enrutamiento de ríos, modelación de incendios y modelación de la actividad humana como clima en áreas urbanas y efectos de la agricultura.

4. Resultados y discusión

4.1. CONFIGURACIÓN DE LA SIMULACIÓN

A continuación se muestran los resultados de la simulación usando RegCM usando tanto el esquema BATS como CLM para la biósfera. Las variables analizadas son: evapotranspiración, humedad relativa a 2 m, desplazamiento de agua, humedad en el suelo, precipitación, flujo de calor hacia la atmósfera, y la temperatura a 2 m. La configuración de RegCM se muestra en la Tabla 4.1. El resto de esquemas se dejó en la configuración por defecto.

Tabla 4.1. Configuración de RegCM en las simulaciones del presente estudio. Fuente: elaboración propia.

Opción	Valor
Versión de RegCM	4.6
Proyección de la grilla	Mercator Normal
Tamaño de la grilla (resolución)	20 km
Número de grillas	70 x 70
Niveles verticales	23
Región de estudio	9.5-21.3° N, 84.1-96.4° O, con centro en (15.5° N, 90.25° O)
ICBC	Era Interim 15 (EIN15)
Núcleo dinámico	No hidrostático MM5
Esquemas de convección para océano/terreno	Emanuel (1991) para ambos
Modelo de la superficie	BATS y CLM45
Periodo de la simulación	2000-2015

Las variables analizadas se listan con detalles en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2. Variables climáticas analizadas en el presente estudio. Fuente: elaboración propia.

Variable	Abreviatura para procesamiento	Unidades
Flujo de Precipitación Total	<code>pr(time, iy, jx)</code>	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, convertido a mm día^{-1}
Temperatura a 2 m sobre el suelo	<code>tas(time, m2, iy, jx)</code>	K, convertido a $^{\circ}\text{C}$
Contenido de humedad en las capas del suelo	<code>mrso(time, soil_layer, iy, jx)</code>	kg m^{-2}
Flujo de evapotranspiración total	<code>evspsbl(time, iy, jx)</code>	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, convertido a mm día^{-1}
Flujo de energía de onda larga hacia la atmósfera	<code>rsnl(time, iy, jx)</code>	W m^{-2}
Flujo de escurrimiento superficial	<code>mrros(time, iy, jx)</code>	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, convertido a mm día^{-1}
Flujo total de escurrimiento superficial	<code>mrro(time, iy, jx)</code>	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, convertido a mm día^{-1}
Humedad relativa a 2 m sobre la superficie	<code>hurs(time, m2, iy, jx)</code>	porcentaje

Las propiedades de la región de estudio como elevación, textura del suelo y vegetación se muestran a continuación. Esto porque como ya se vio en el capítulo 3, estas propiedades afectan el clima directamente.

El tipo de suelo afecta a los albedos, flujos de calor hacia la atmósfera, absorción y retención de agua y la temperatura del suelo. La vegetación afecta directamente a la evapotranspiración por la resistencia estomatal y la fisiología que depende del tipo de planta. La vegetación también afecta el almacenaje de agua, ya que el almacenamiento de agua en una planta depende de la fisiología, afecta al transporte de calor y momentum y a los albedos.

4.1.1. Características de la Región de Estudio

4.1.1.1. Región y altitud

En la Figura 4.1 se muestra la región de estudio y la altura para la superficie terrestre. Para el caso de Guatemala, se observa que las regiones altas están en la región oeste de la capital.

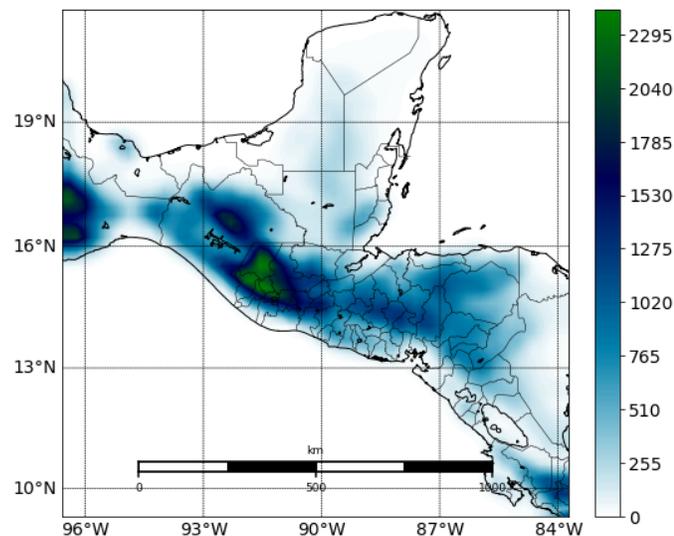


Figura 4.1. Región de estudio donde se muestra también la altitud en metros. Fuente: elaboración propia.

4.1.1.2. Vegetación y Textura del Suelo

En la Figura 4.2 se muestra la vegetación en la región de estudio. Se observa en general que la superficie está cubierta por vegetación perenne de hojas anchas, cultivos mixtos y bosques mixtos. Tanto en la Figura 4.2 y la Figura 4.3 se puede apreciar el tamaño de la grilla usada en este estudio.

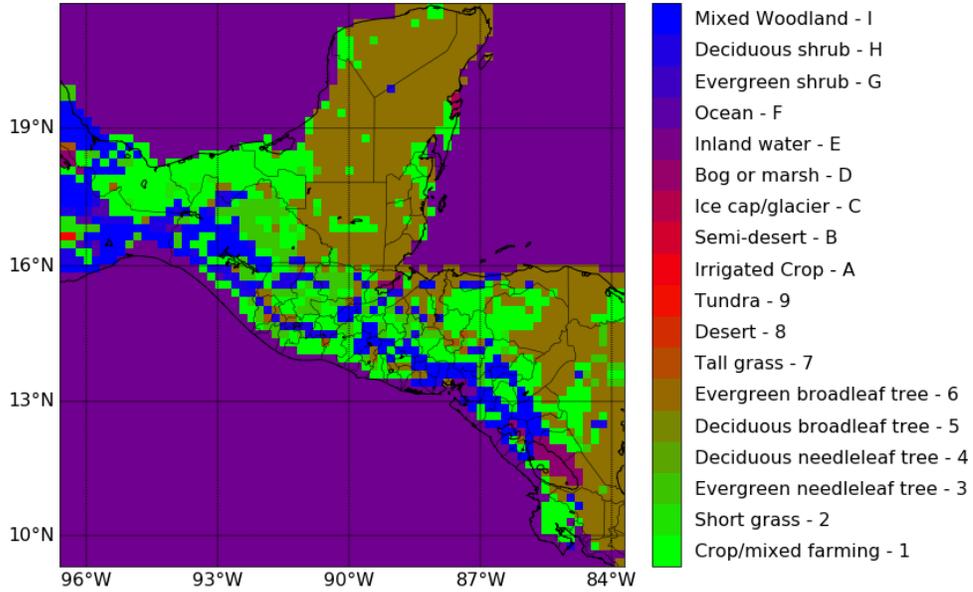


Figura 4.2. Vegetación en el área, la clasificación se basa según el modelo BATS. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 4.3 se muestra la textura de la superficie en la región de estudio. Se observa en general que la textura predominante es el limo (que retiene agua) y areno-arcilloso.

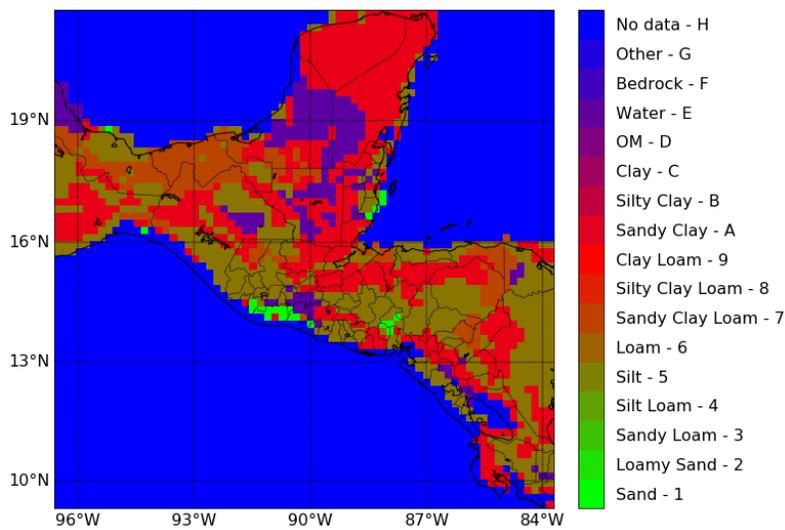


Figura 4.3. Textura de la región. La clasificación se basa en la clasificación de la UNES-CO/FAO. Fuente: elaboración propia.

4.2. CANTIDADES PROMEDIADAS EN EL ESPACIO (SERIES TEMPORALES)

A continuación se muestran las cantidades promediadas mensualmente en el espacio durante el periodo 2000-2015.

4.2.1. Precipitación

En la Figura 4.4 se muestran los datos de la precipitación total. Es importante agregar que en la precipitación total se incluye tanto precipitación líquida como sólida (nieve, granizo). Las dos series son similares, aunque los datos de CLM son ligeramente mayores que los de BATS. También se puede apreciar los ciclos anuales de la precipitación.

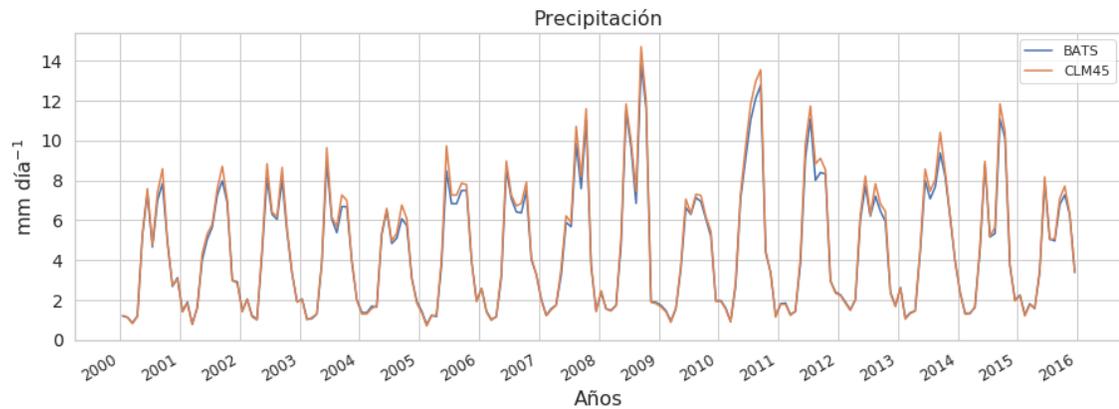


Figura 4.4. Promedio en el espacio de las variables precipitación en el periodo 2000-2016. Fuente: elaboración propia.

Con el fin de estimar la variación de un modelo a otro, se calculan las diferencias relativas entre las observaciones mensuales. La diferencia entre un valor en BATS y uno en CLM es:

$$\text{diferencia} = \text{valor en BATS} - \text{valor en CLM}$$

La diferencia relativa se define como:

$$\text{diferencia relativa} = \frac{\text{valor en BATS} - \text{valor en CLM}}{\text{valor en CLM}}$$

Si la diferencia es positiva, la diferencia relativa expresa el exceso en porcentaje del valor en BATS respecto al valor en CLM. Si la diferencia es negativa, indica que

el valor en CLM es mayor, en cuyo caso se obtiene el exceso del modelo CLM al cambiar el denominador de la diferencia relativa por el valor en BATS (para fines de comparación se deja como un valor negativo).

Por convención, en todas las gráficas, *los porcentajes positivos indican que BATS sobre-estimó el valor y los porcentajes negativos indican que la estimación fue mayor en CLM.*

Para la precipitación las diferencias relativas se muestran en la Figura 4.5. En general puede decirse que CLM fue el modelo que excedió ligeramente los valores hasta en un 15%.

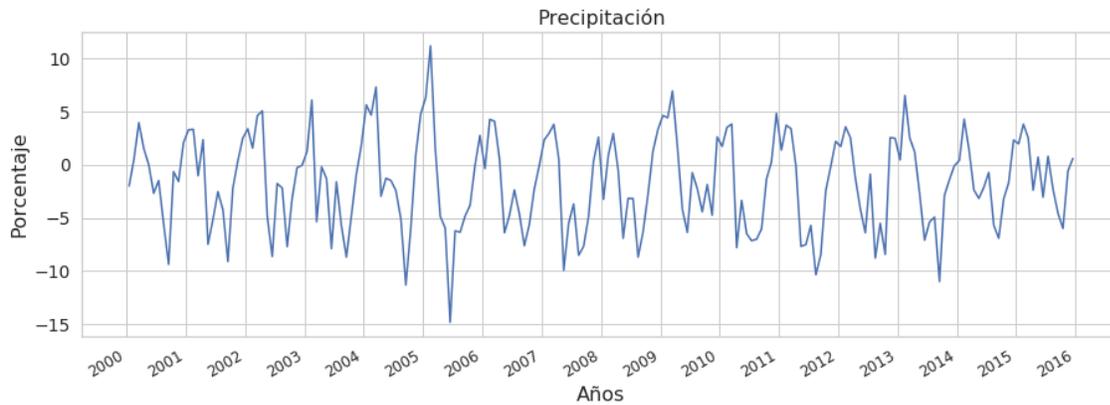


Figura 4.5. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la precipitación para todo el periodo de estudio.. Fuente: elaboración propia.

4.2.2. Temperatura

En la Figura 4.6 se muestran los datos de la temperatura cerca de la superficie (a 2 m). CLM excede ligeramente los valores de la temperatura. También se pueden visualizar las variaciones anuales.

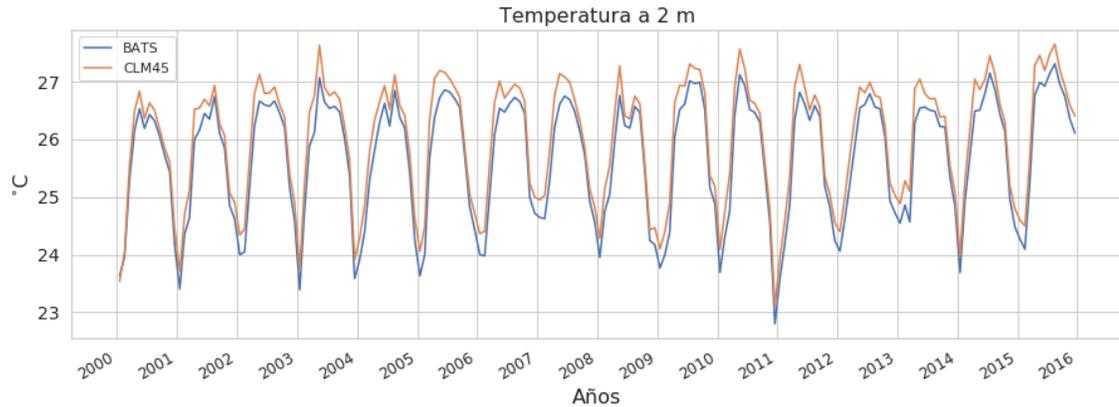


Figura 4.6. Promedio en el espacio de la temperatura cerca del suelo en el periodo 2000-2016. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 4.7 se muestran las diferencias relativas para la temperatura. Se puede apreciar que en general el modelo CLM excede ligeramente los valores a inicios de año y BATS excede los valores desde mediados de año.

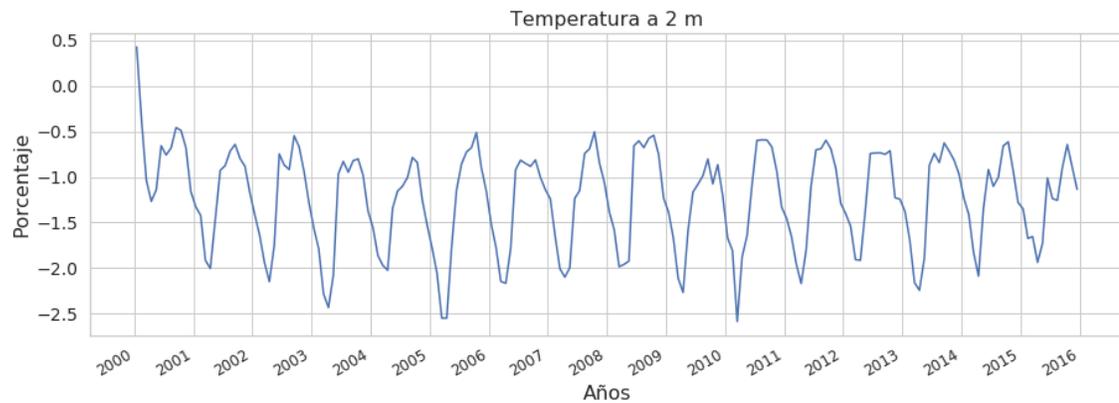


Figura 4.7. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la temperatura cerca de la superficie para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

4.2.3. Humedad total en el suelo

En la Figura 4.8 se muestran los datos para la humedad total en el suelo. Aquí también se incluyen las subcapas del suelo, hay que resaltar que en BATS el suelo tiene 3 capas, mientras en CLM tiene 10 capas. El total se obtiene sumando los valores de la humedad en cada capa. Claramente se ve que el modelo BATS excede extremadamente al modelo CLM. Esto se logra comprobar en la Figura 4.9 donde las diferencias son hasta del 90 %. Para el caso del modelo BATS esta variable inicia desde un valor bajo, luego aumenta hasta estabilizarse aproximadamente en el año.

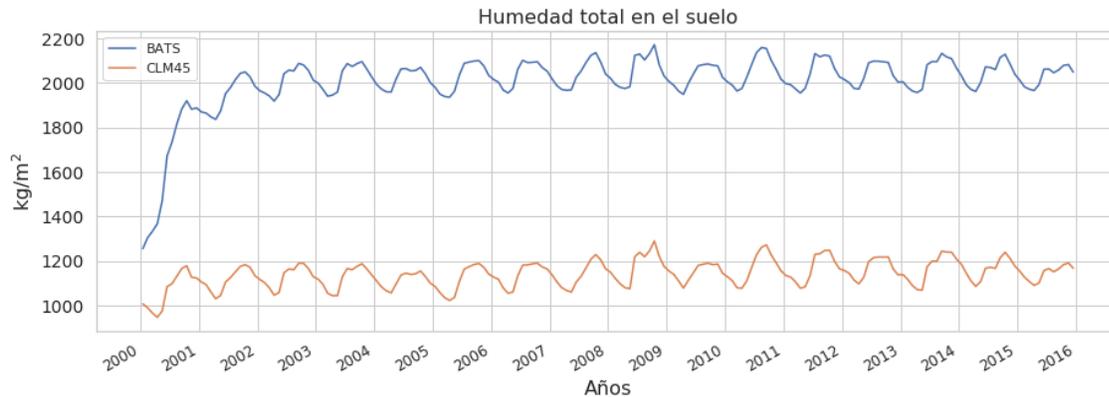


Figura 4.8. Promedio en el espacio de la humedad total en el suelo en el periodo 2000-2016. Fuente: elaboración propia.

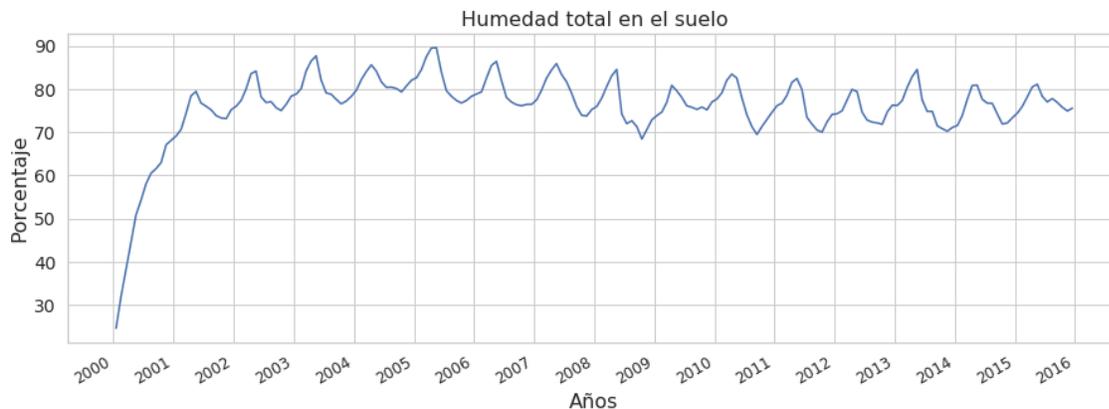


Figura 4.9. Diferencias relativas en porcentaje entre los modelos BATS y CLM para la humedad promedio en todas las capas del suelo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

4.2.4. Evapotranspiración

En la Figura 4.10 se observa que la evapotranspiración es sobre-estimada por el modelo BATS. No se observa un patrón definido. En la evapotranspiración se incluye tanto la evaporación de resto de humedad que están sobre el tallo y las hojas como la transpiración de las plantas.

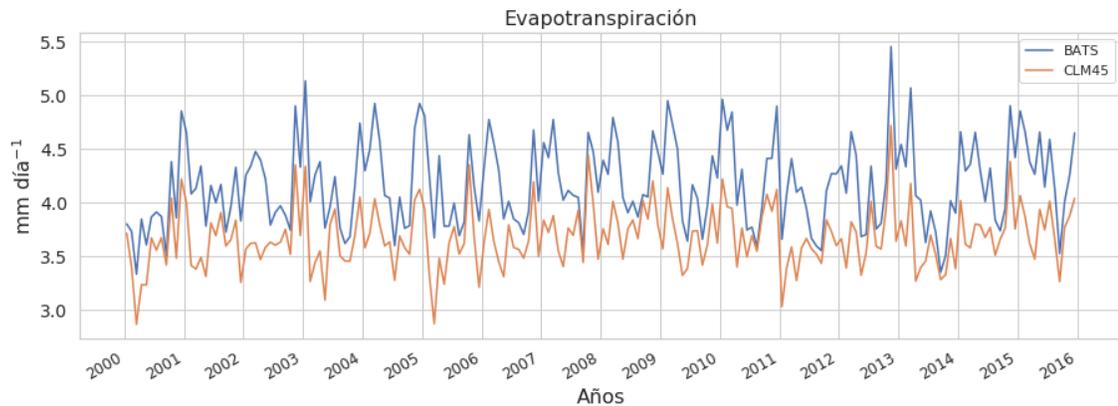


Figura 4.10. Promedio en el espacio de la evapotranspiración en el periodo 2000-2016. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 4.11 se muestra que el modelo BATS excedió al modelo CLM hasta por 25%. Aquí se logra observar el patrón anual de la evapotranspiración.

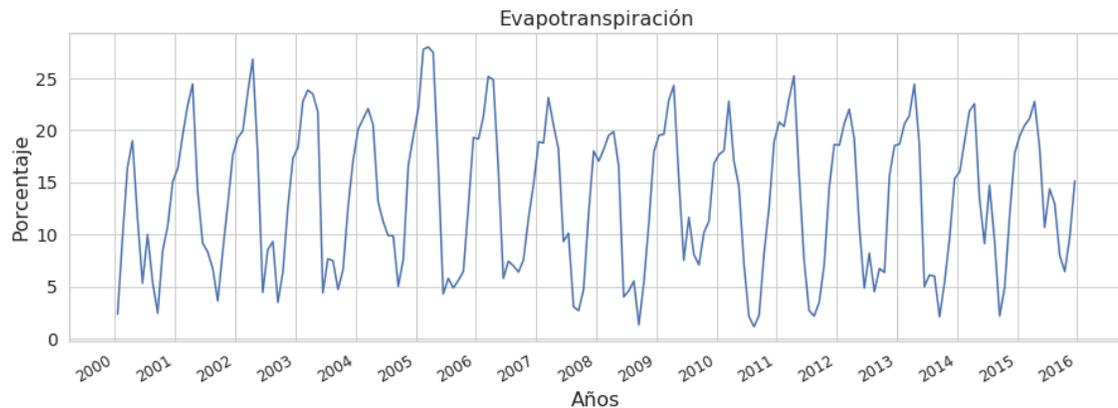


Figura 4.11. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la evapotranspiración para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

4.2.5. Flujo energético de onda larga hacia la atmósfera

En la Figura 4.12 se dan los valores para el flujo de calor hacia la atmósfera. El modelo CLM excedió ligeramente al modelo BATS. Esto se puede comprobar en la Figura 4.13.

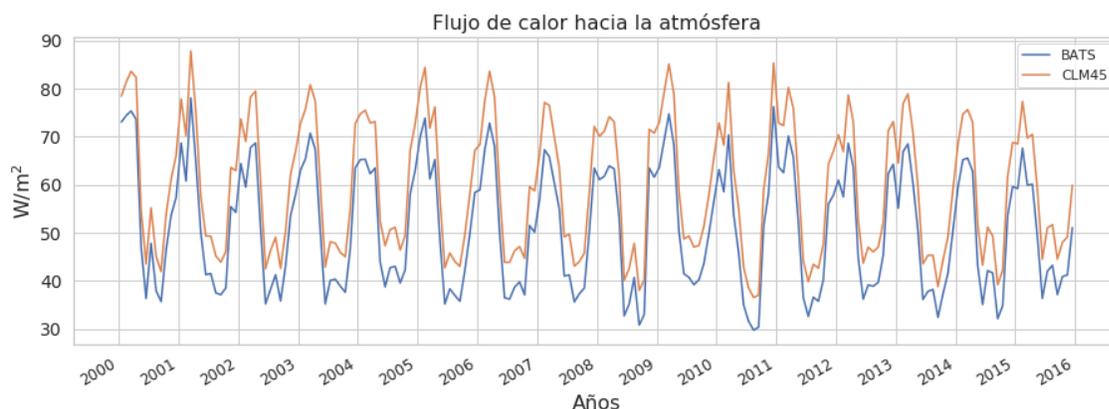


Figura 4.12. Promedio en el espacio del flujo de calor hacia la atmósfera en el periodo 2000-2016. Fuente: elaboración propia.

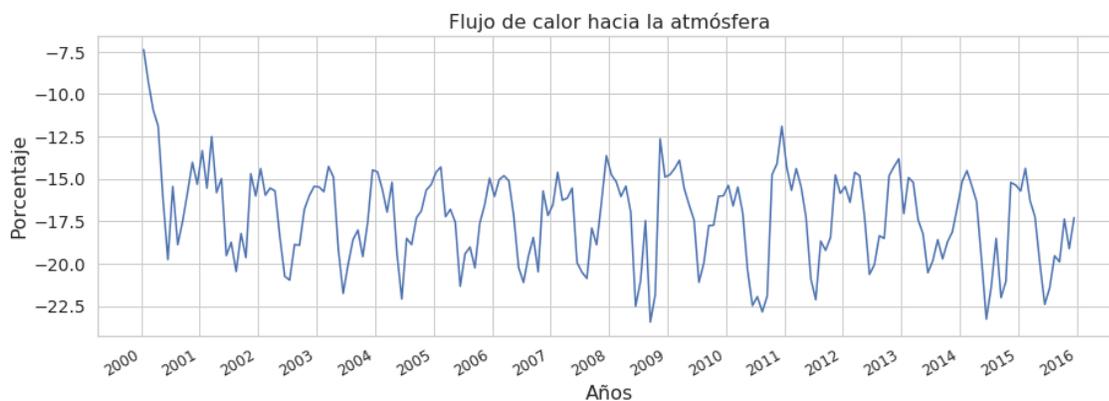


Figura 4.13. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para el flujo de calor hacia la atmósfera para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

4.2.6. Desplazamiento (escurrimiento) superficial de agua

El desplazamiento de agua es el agua que se escurre por la superficie cuando el suelo está saturado y no puede filtrar más. El agua se desvía hacia ríos, lagos u océanos. En la Figura 4.14 se observan los datos del desplazamiento de agua sobre la superficie. Se observa que el modelo BATS excede los valores del modelo CLM.



Figura 4.14. Promedio en el espacio del deslizamiento de agua en la superficie del suelo para el periodo 2000-2016. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 4.15 se observa las diferencias relativas entre BATS y CLM para el desplazamiento de agua sobre la superficie. Claramente BATS sobre-estima al modelo CLM. Sin embargo, viendo la Figura 4.14 las diferencias relativas no deberían ser muy grandes como lo muestra la Figura 4.15. Examinando los datos se verifica que muchos datos son mucho menores que uno, esto se visualiza en la Figura 4.14 a inicios de cada año. Entonces para comparar las diferencias, también se muestra en la Figura 4.16 las diferencias entre ambos modelos. Aquí se muestra que la diferencia máxima es de aproximadamente 4.5 mm día^{-1} , dada por el modelo BATS.



Figura 4.15. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para el deslizamiento de agua en la superficie para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.



Figura 4.16. Diferencias entre los modelos BATS y CLM para el deslizamiento de agua en la superficie para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

4.2.7. Desplazamiento total de agua

En el desplazamiento total de agua también se incluye la humedad que se desliza por las capas del suelo. En la Figura 4.17 se muestran los datos del desplazamiento de agua. BATS excede ligeramente al modelo CLM.

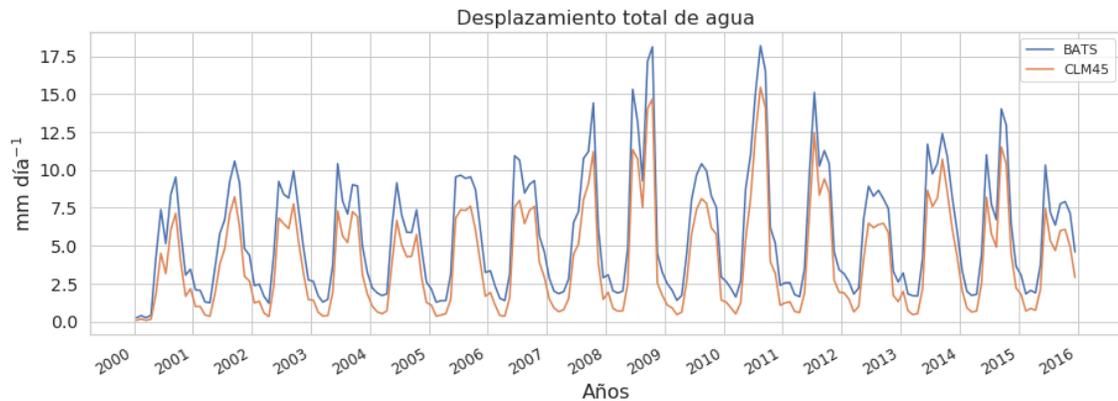


Figura 4.17. Promedio en el espacio del deslizamiento total de agua en el suelo para el periodo 2000-2016. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 4.18 se aprecian las diferencias relativas para el desplazamiento de agua entre los dos modelos. También hay valores muy pequeños por lo que se muestra la 4.19, donde se verifica que la diferencia máxima es de aproximadamente 4 mm día⁻¹.



Figura 4.18. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para el deslizamiento total de agua en el suelo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

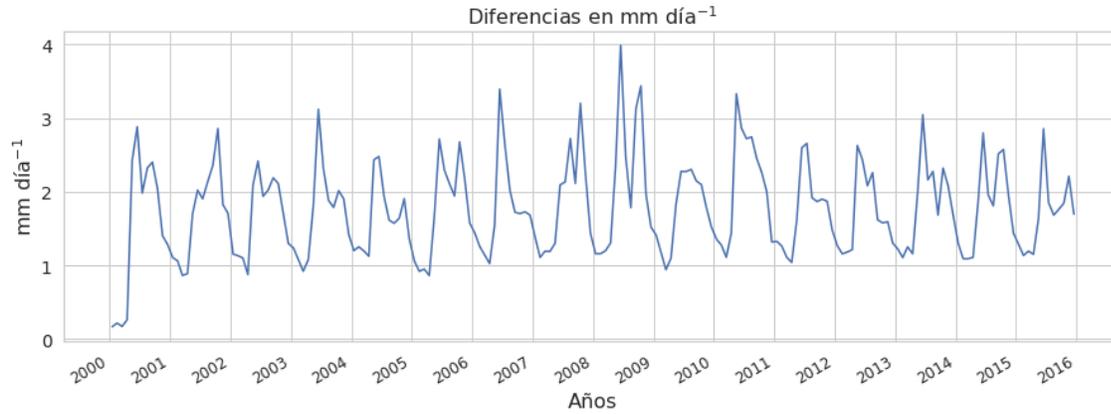


Figura 4.19. Diferencias entre los modelos BATS y CLM para el deslizamiento total de agua en la superficie para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

4.2.8. Humedad relativa

En la Figura 4.20 se observan los valores de la humedad relativa. En este caso el modelo BATS excede al modelo CLM ligeramente.

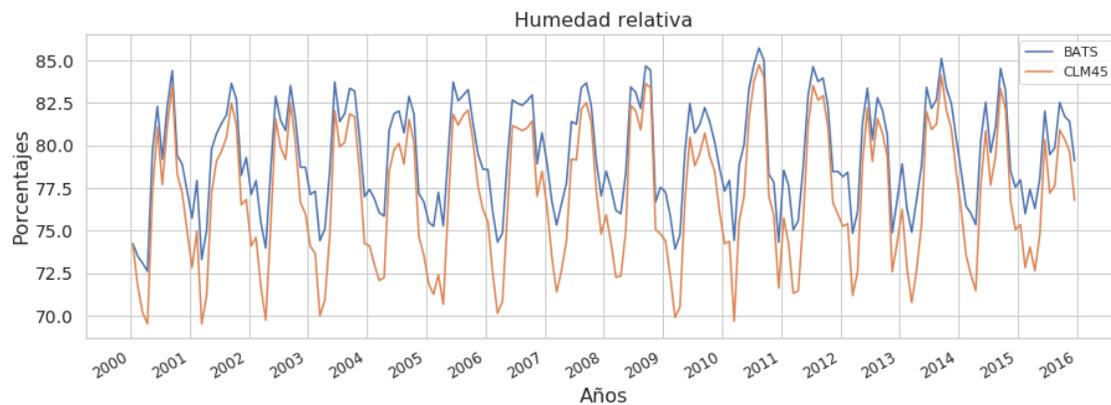


Figura 4.20. Promedio en el espacio de la humedad relativa para el periodo 2000-2016. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 4.21 se observan las diferencias relativas. BATS excede ligeramente al modelo CLM a lo máximo en 7%.

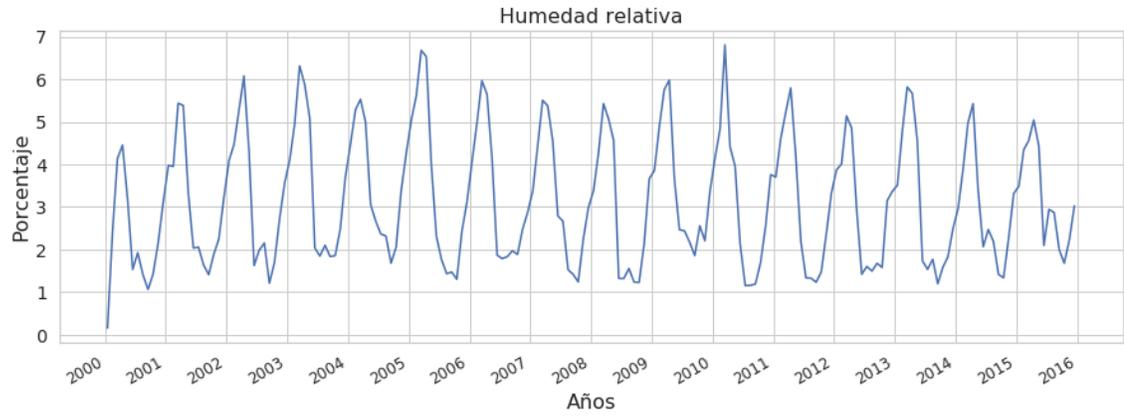


Figura 4.21. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la humedad relativa para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

4.2.9. Promedio de todos los años

Con el objetivo de describir las variaciones de las variables climáticas a lo largo de un año, se promediaron todas las variables en todos los años. Esto es útil para identificar el comportamiento en el tiempo, es decir, localizar periodos de máximos y mínimos, patrones, etc.

4.2.9.1. Precipitación

En la Figura 4.22 se muestra la variación del flujo de precipitación total a lo largo del año. Se nota que la época de mayor precipitación comienza entre abril-mayo y finaliza entre noviembre-diciembre. También se observa que aproximadamente, el mes con mayor precipitación es septiembre. Las observaciones anteriores se cumplen para ambos modelos y únicamente hay una diferencia ligera entre ellos. Debido a la localización de la región, la precipitación es completamente líquida.

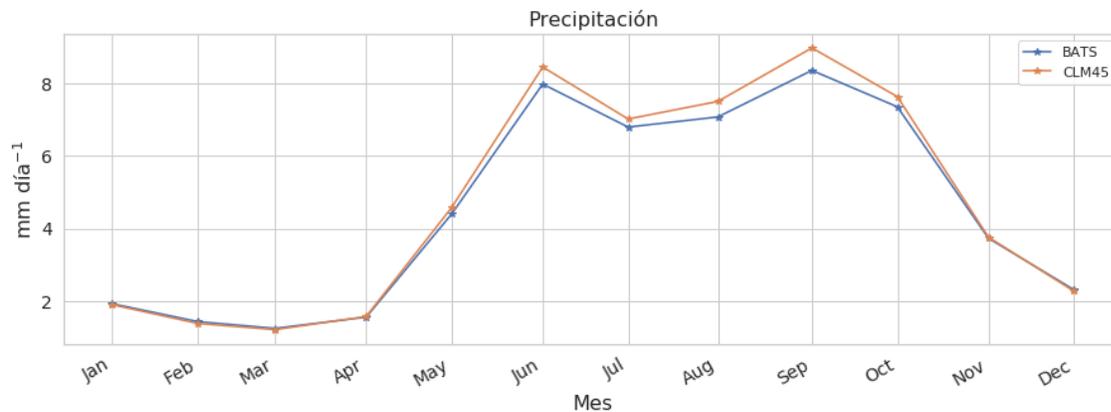


Figura 4.22. Promedio de todos los años en el espacio de la precipitación. Fuente: elaboración propia.

4.2.9.2. Temperatura cerca de la superficie del suelo

En la Figura 4.23 se muestra la variación de la temperatura a 2 metros sobre el suelo en el año. El mínimo para la temperatura ocurre en enero y el máximo ocurre aproximadamente en mayo para ambos modelos.

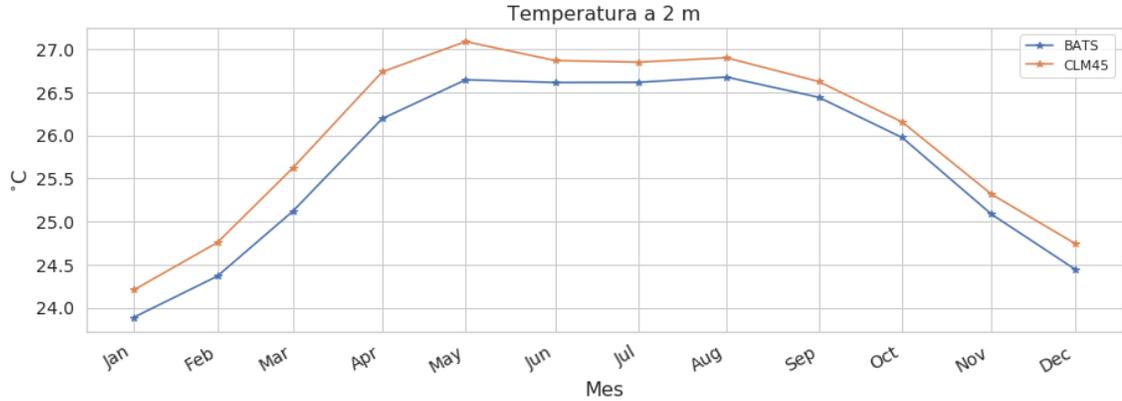


Figura 4.23. Promedio de todos los años en el espacio de la temperatura cerca del suelo. Fuente: elaboración propia.

4.2.10. Humedad total en el suelo

En la Figura 4.24 se muestra la variación de la humedad en el suelo a lo largo del año. Aquí la diferencia principal es que BATS usa tres capas para modelar el suelo, mientras que CLM usa 10 capas. Se nota que la época de mayor humedad comienza entre abril -mayo y finaliza entre noviembre-diciembre para ambos modelos. Esto coincide con la época de mayor precipitación.



Figura 4.24. Promedio de todos los años en el espacio de la humedad total en el suelo. Fuente: elaboración propia.

4.2.10.1. Evapotranspiración

En la Figura 4.25 se muestra la variación del flujo de evapotranspiración total a lo largo del año. No se observa un patrón definido, sin embargo se puede observar que el periodo de menor evapotranspiración es aproximadamente entre mayo y septiembre. En el modelo CLM no se logra observar un periodo específico de menor

o mayor evapotranspiración.



Figura 4.25. Promedio de todos los años en el espacio de la evapotranspiración. Fuente: elaboración propia.

4.2.11. Flujo de calor hacia la atmósfera

En la Figura 4.26 se muestra la variación del flujo de calor hacia la atmósfera (desde la superficie). Se nota que el mayor flujo ocurre en marzo, mientras el menor ocurre en junio y julio. La época con mayor flujo de calor inicia en octubre-noviembre y finaliza en mayo-junio; la época de menor flujo inicia en junio y finaliza en septiembre. Las observaciones anteriores se cumplen para los dos modelos.

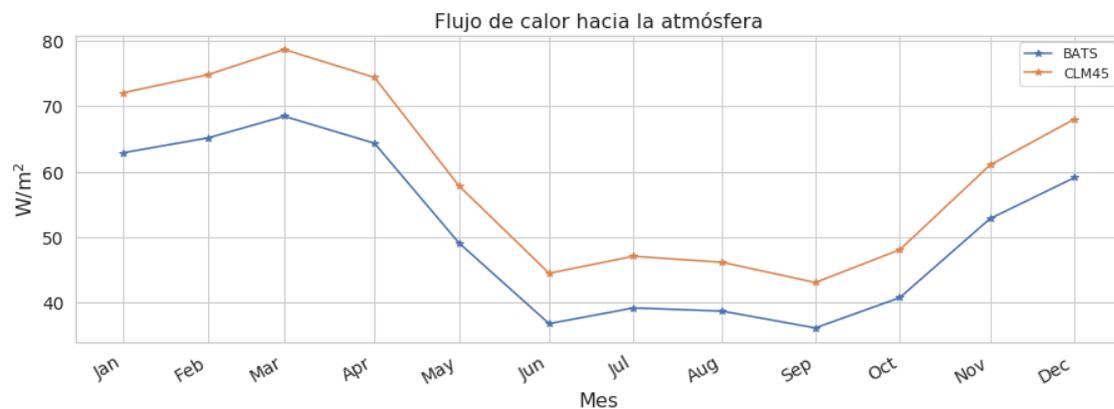


Figura 4.26. Promedio de todos los años en el espacio del flujo de calor hacia la atmósfera. Fuente: elaboración propia.

4.2.11.1. Desplazamiento de agua en la superficie

En la Figura 4.27 se muestra la variación del desplazamiento de agua sobre la superficie. Se nota que la época de mayor desplazamiento comienza entre abril y

mayo y finaliza entre noviembre y diciembre. Esto coincide con la variación de la precipitación. Estas observaciones se cumplen en ambos modelos.



Figura 4.27. Promedio de todos los años en el espacio del desplazamiento de agua en la superficie. Fuente: elaboración propia.

4.2.11.2. Desplazamiento total de agua en la superficie

En la Figura 4.27 se muestra la variación del desplazamiento total de agua sobre la superficie. En el desplazamiento total se incluye también la humedad subterránea, es decir, el que está en las capas del suelo. Se nota que la época de mayor desplazamiento comienza entre abril y mayo y finaliza entre noviembre y diciembre. Esto coincide con la variación de la precipitación. Estas observaciones se cumplen en ambos modelos.

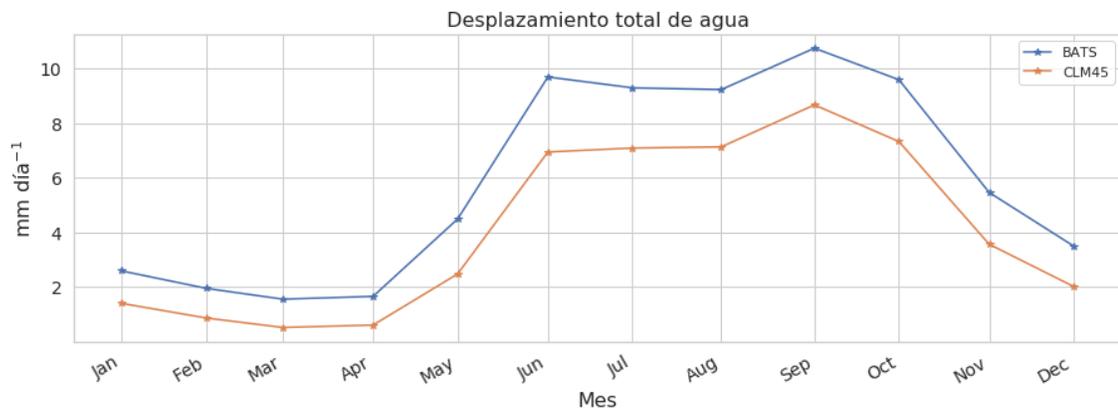


Figura 4.28. Promedio de todos los años en el espacio del desplazamiento de agua total. Fuente: elaboración propia.

4.2.11.3. Humedad relativa

En la Figura 4.29 se muestra la variación de la humedad relativa cerca de la superficie. Se nota que la época de mayor humedad comienza entre abril y mayo y finaliza entre noviembre y diciembre. Esto coincide con la variación de la precipitación. Estas observaciones se cumplen en ambos modelos.

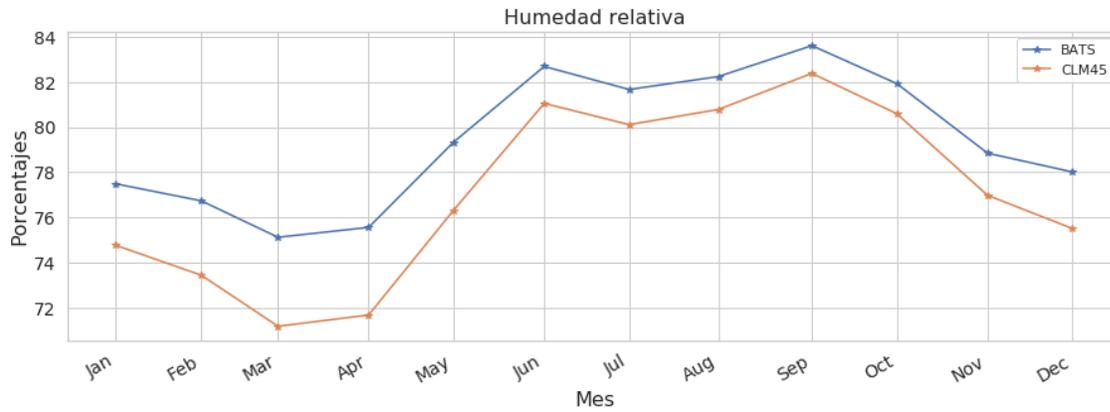


Figura 4.29. Promedio de todos los años en el espacio de la humedad relativa. Fuente: elaboración propia.

4.3. PROMEDIOS EN EL TIEMPO

4.3.1. PROMEDIO EN TODO EL PERIODO DE ESTUDIO

Se muestra a continuación el promedio en el tiempo para el periodo es 2002-2015. Se eliminaron los años 2000 y 2001 porque algunas variables no son estables en estos años. Los promedios en el tiempo son útiles para visualizar cómo se comporta las variables climáticas en el espacio.

Luego se muestra las diferencias relativas entre los modelos BATS y CLM. Por convención estas diferencias relativas se muestran positivas (representadas en tonos de color rojo) si el modelo BATS excede una cantidad respecto a CLM y negativas en caso contrario (se representa en tonos de color azul). Se usó un tono cercano al blanco las para variables que no están definidas en el océano: la humedad total en el suelo y los desplazamientos de agua.

4.3.1.1. Precipitación

En la Figura 4.30 se muestra el flujo de precipitación en el área de estudio. Los dos modelos muestran resultados muy similares, sin embargo al observar la Figura 4.31, se observa que el modelo CLM sobre-estima los valores en toda la costa sur de la región, parte norte de Guatemala y casi toda la parte oceánica.

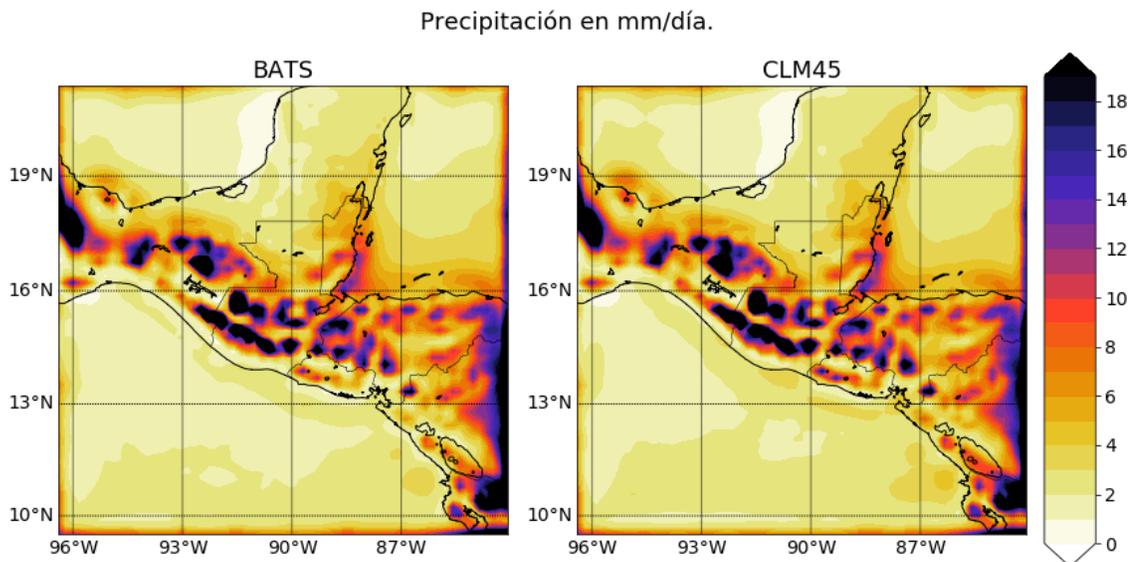


Figura 4.30. Precipitación promediada en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

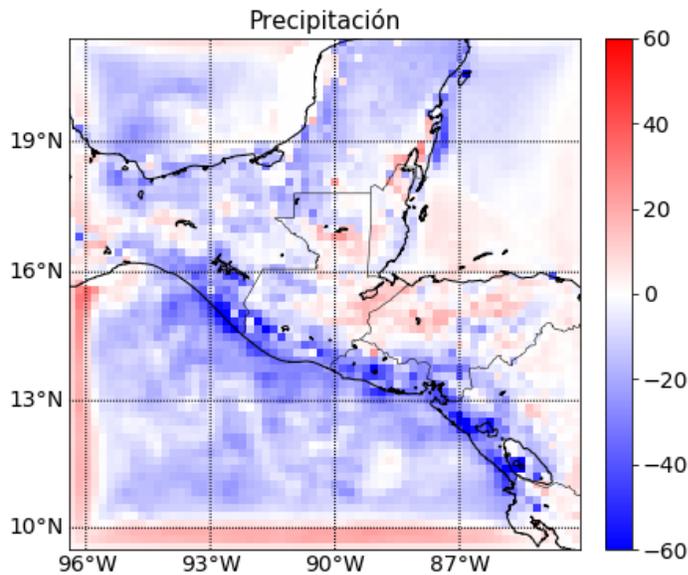


Figura 4.31. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la precipitación en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.

4.3.1.2. Temperatura cerca de la superficie

En la Figura 4.32 se muestra la distribución de la temperatura cerca de la superficie. Se observa que esta variable está estrechamente relacionada con la altitud de la superficie sobre el nivel del mar (ver Figura 4.1). Los dos modelos presentan resultados similares. En la Figura 4.33 se observa que CLM sobre-estimó la temperatura en la costa sur de la región y las costa norte de México. En la parte oceánica prácticamente no hay diferencia entre los dos modelos (excedida ligeramente por CLM).

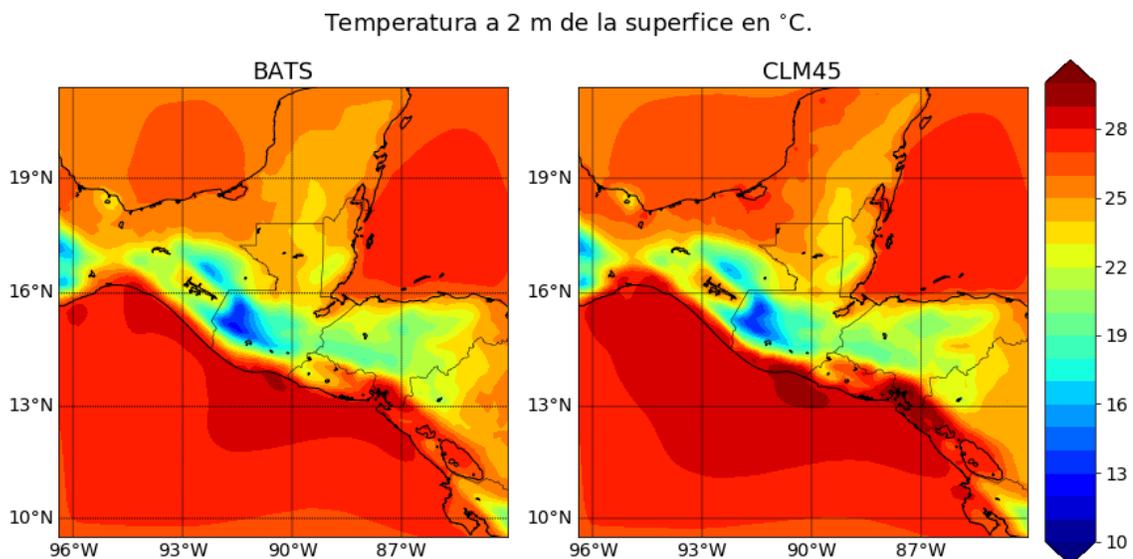


Figura 4.32. Temperatura a 2 metros sobre el suelo promediada en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

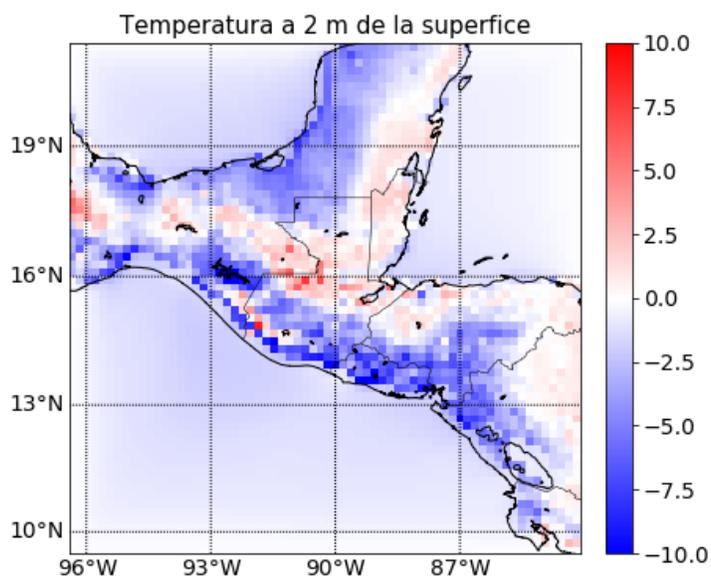


Figura 4.33. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la temperatura cerca de la superficie en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.

4.3.1.3. Humedad total en el suelo

En la Figura 4.34 se observa la humedad total en el suelo donde se nota claramente que el modelo BATS sobre-estima esta variable en toda la región de estudio.

Esto se confirma viendo la Figura 4.35. No se visualiza un patrón de distribución en algún modelo. Estos resultados confirman los resultados de los promedios en el espacio dados en la Figura 4.28.

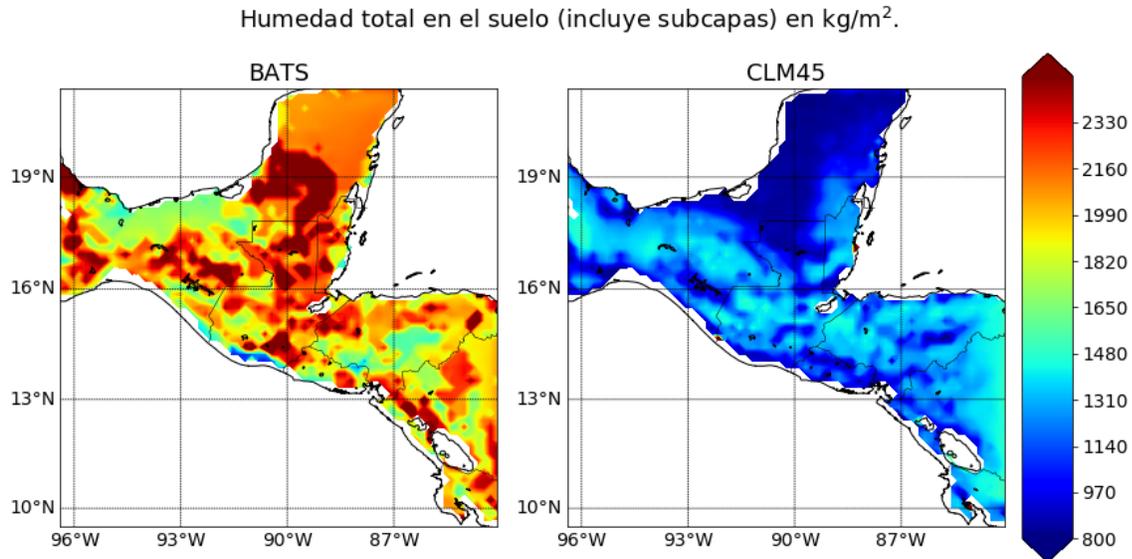


Figura 4.34. Humedad total en el suelo en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

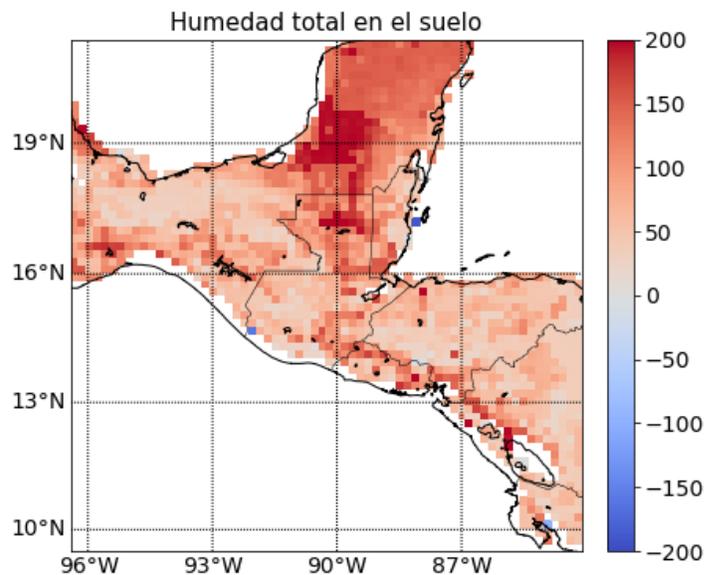


Figura 4.35. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la humedad en las capas del suelo en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.

4.3.1.4. Flujo de evapotranspiración

En la Figura 4.36 se muestra la evapotranspiración en el área de estudio. Se ve que el modelo BATS excede a CLM, y esto se confirma observando la Figura 4.37. Viendo la Figura 4.37 se nota el modelo BATS excede por mas del 150 % en la costa sur de la región y la costa norte de México.

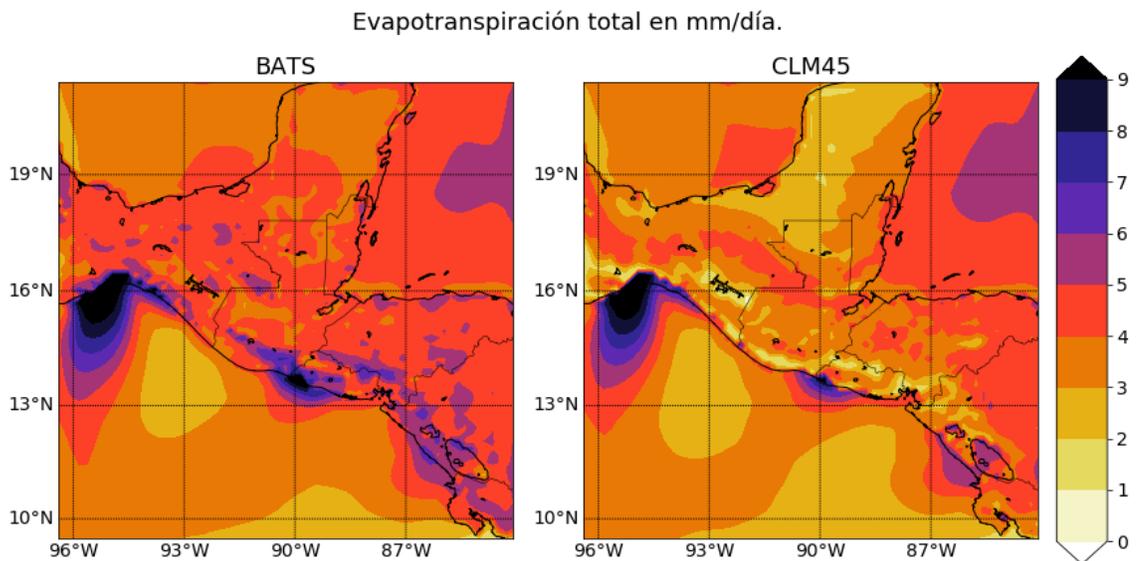


Figura 4.36. Evapotranspiración promediada en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

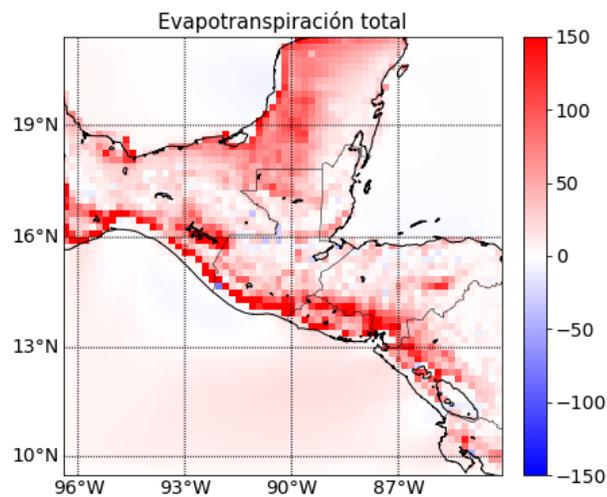


Figura 4.37. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la evapotranspiración en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.

4.3.1.5. Flujo de energía de onda larga hacia la atmósfera

En la Figura 4.38 se aprecia el flujo de energía. En ambos modelos se muestra que el flujo es mayor en la costa sur de la región y en en la parte oceánica. Según la Figura 4.39 el modelo CLM excedió al modelo BATS.

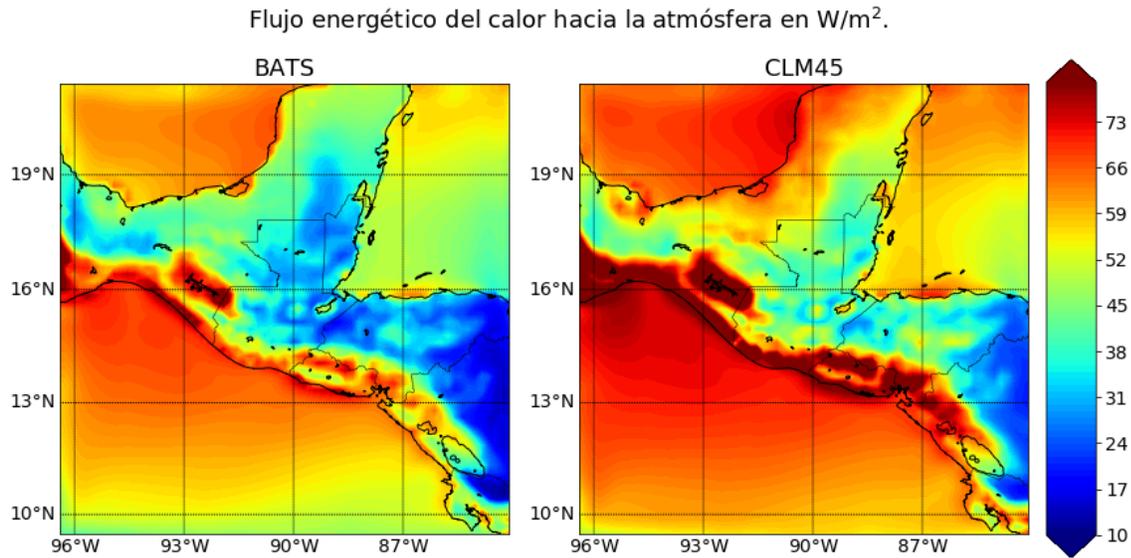


Figura 4.38. Flujo de energía de onda larga hacia la atmósfera promediado en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

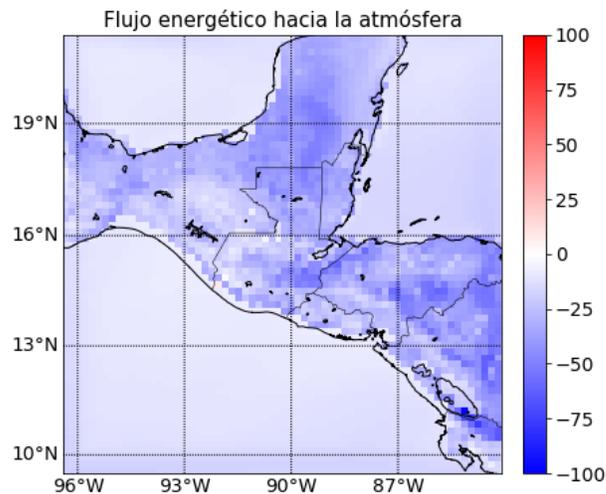


Figura 4.39. Diferencias relativas en porcentaje entre los modelos BATS y CLM para el flujo energético del calor hacia la atmósfera en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.

4.3.1.6. Flujo del desplazamiento de agua sobre la superficie

En la Figura 4.40 se muestra el desplazamiento de agua en la superficie. Los dos modelos presentan resultados similares, pero viendo la Figura 4.41, el modelo BATS excede en toda la región al modelo CLM. El patrón de distribución del desplazamiento de agua es similar al patrón de la precipitación.

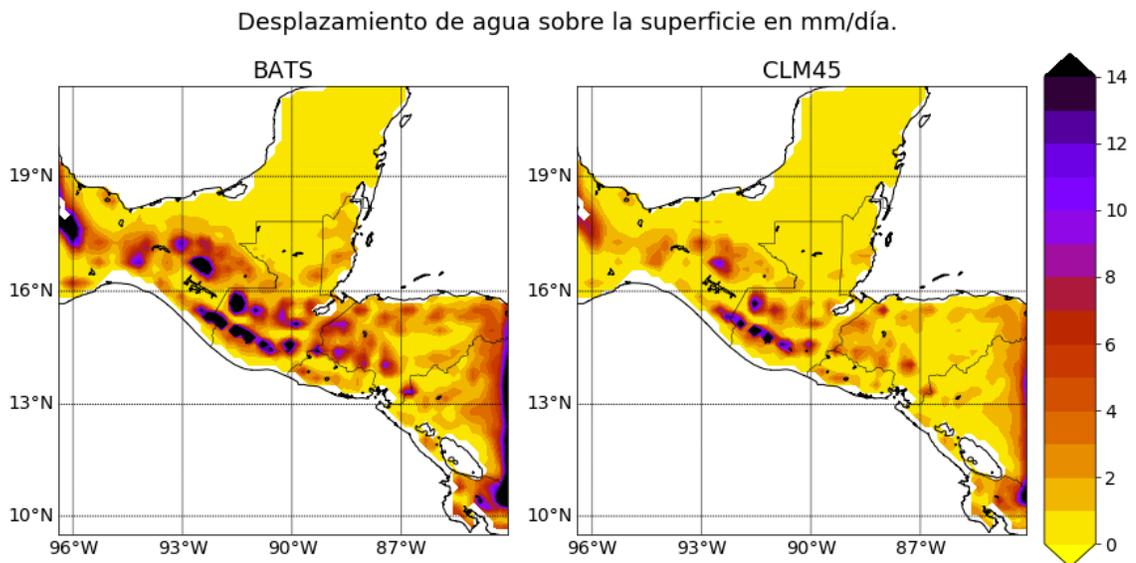


Figura 4.40. Flujo el desplazamiento de agua sobre la superficie promediado en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

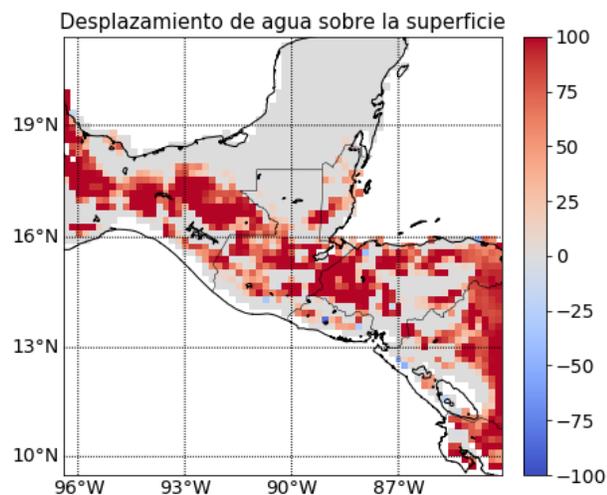


Figura 4.41. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para el desplazamiento superficial de agua en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.

4.3.1.7. Flujo total del desplazamiento de agua

En la Figura 4.42 se muestra el desplazamiento total de agua en la superficie. Los dos modelos muestran resultados similares, pero viendo la Figura 4.43, el modelo BATS excede en toda la región al modelo CLM. La distribución de esta variable es similar al de la precipitación y a la del desplazamiento de agua en la superficie.

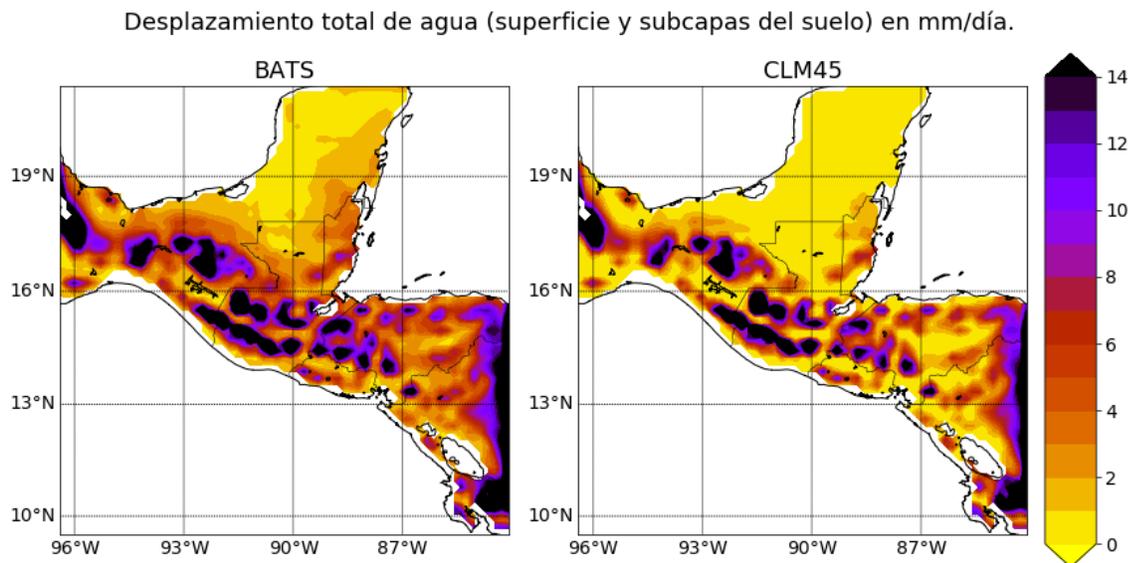


Figura 4.42. Flujo total del desplazamiento de agua promediado en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

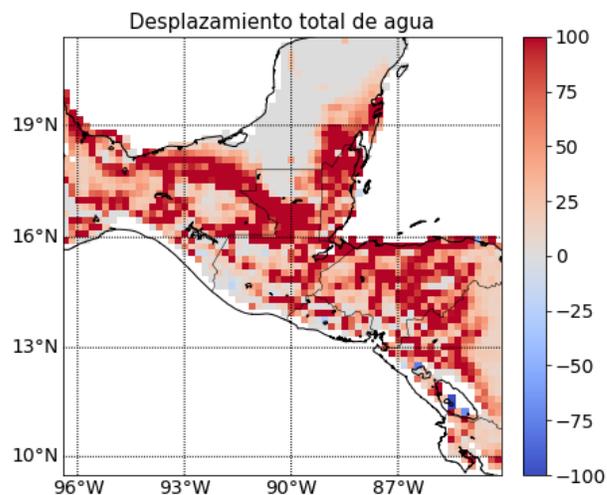


Figura 4.43. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para el desplazamiento total de agua en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.

4.3.1.8. Humedad relativa

En la Figura 4.44 se muestra la distribución de la humedad relativa en la superficie. Los dos modelos presentan resultados similares: la humedad relativa es menor en toda la costa sur de la región. La Figura 4.45 muestra que el modelo BATS sobre-estimó esta variable.

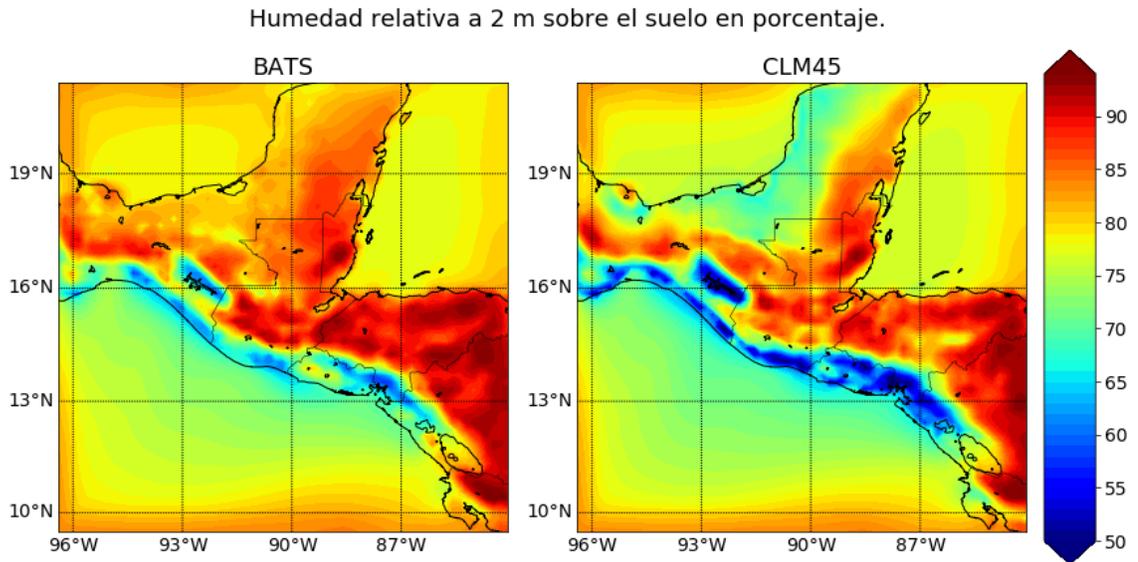


Figura 4.44. Humedad relativa promediada en el tiempo para todo el periodo de estudio. Fuente: elaboración propia.

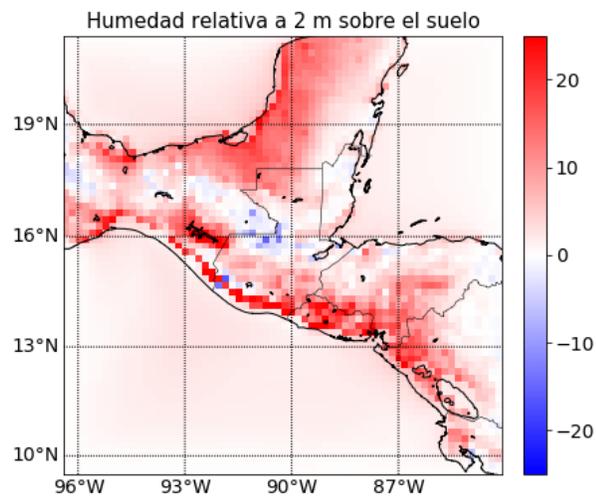


Figura 4.45. Diferencias relativas en porcentajes entre los modelos BATS y CLM para la humedad relativa en el área de estudio durante el periodo 2002-2016.

CONCLUSIONES

1. Las variables precipitación y temperatura cerca de la superficie (a 2 m) tuvieron una diferencia relativa menor a 15 % y 2.5 % respectivamente, cuando se promedian en el espacio. Los promedios en el tiempo muestran que el modelo BATS sobrestima la precipitación y la temperatura en toda la costa sur de la región de estudio y parte norte de Guatemala y México.
2. Cuando las variables precipitación y temperatura cerca de la superficie se promedian en el espacio durante todos los años, se observa lo siguiente: el periodo de menor precipitación (época seca) inicia en enero y finaliza en diciembre, mientras el periodo de mayor precipitación (época lluviosa) se encuentra entre mediados de abril hasta mediados de noviembre; la temperatura se mantiene alta desde aproximadamente abril a agosto, luego comienza a disminuir desde octubre hasta enero.
3. La humedad en el suelo fue la variable que tiene mayores diferencias entre los modelos BATS y CLM, tanto en los promedios espaciales como los temporales, posiblemente una causa sea la forma en que los modelos representan el suelo: BATS usa una sola capa para el subsuelo mientras CLM usa 10 capas, así como también los modelos tienen diferencias en representar la grilla superficial. Para el resto de variables: flujo de energía hacia la atmósfera, los desplazamientos de agua y la humedad relativa las diferencias fueron ligeras.
4. Las variables humedad total en el suelo, desplazamiento superficial de agua en el suelo, desplazamiento de agua total en el suelo y humedad relativa tienen un comportamiento similar al de la precipitación a lo largo del año, es decir comienzan a aumentar desde aproximadamente abril, llegan a un máximo aproximadamente en junio que se mantiene hasta septiembre, luego comienzan a disminuir aproximadamente en octubre. La variable flujo de calor hacia la atmósfera tiene un comportamiento contrario a la de la precipitación: en el periodo mayo-octubre hay menor flujo, comienza a aumentar en octubre hasta

abril donde comienza a disminuir. La evapotranspiración no mostró un patrón particular durante el año.

5. El modelo BATS sobrestima las variables humedad en el suelo, evapotranspiración total, desplazamiento superficial de agua, desplazamiento total de agua y humedad relativa promediadas tanto en el espacio como en el tiempo. El flujo de energía de onda larga se sobrestimó por CLM.
6. En cuanto al tipo de región, cuando se promedian en el tiempo las variables, la precipitación es la única variable que presenta diferencias en las regiones oceánicas. El resto no muestran diferencias en el océano, es decir son casi constantes en toda la parte oceánica (la humedad en el suelo y los desplazamientos de agua no se definen en el océano).

RECOMENDACIONES

1. Tener datos de mediciones hechas por estaciones o satélites y luego haciendo una comparación con los obtenidos por BATS y CLM, da una idea de que modelo es el más exacto en obtener resultados que se acercan a la realidad y así usarse para estudios futuros del clima. Por lo que se recomienda disponer también de datos reales para hacer ésta comparación.
2. Debido a que las ecuaciones diferenciales que gobiernan la dinámica atmosférica (las ecuaciones (1.39)) presentan un comportamiento caótico, se recomienda hacer un estabilización de las condiciones iniciales (*spin-up*). Esto se debe hacer antes de simular el periodo deseado para que RegCM se ejecute correctamente.
3. A pesar de obtener parcialmente resultados del comportamiento de los modelos BATS y CLM para las regiones oceánica y terrestre de la región del presente estudio, no se pueden obtener conclusiones si la región es completamente oceánica o terrestre. Se recomienda hacer este estudio también en regiones completamente oceánicas y terrestres para validar el comportamiento de BATS y CLM en estas regiones.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] BLUNDELL, S. J., BLUNDELL, K. M. *Concepts in Thermal Physics.*, Oxford University Press Inc.. New York, 2006.
- [2] CHANDRASEKAR, A. *Basics of Atmospheric Science*, PHI Learning Private Limited, New Delhi, 2010.
- [3] DICKINSON, R. E., ET ALL, *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model*, NCAR Technical Note, December 1986.
- [4] DIRO, G. T., RAUSCHER, S. A., GIORGI, F., TOMPKINS, A. M. *Sensitivity of seasonal climate and diurnal precipitation over Central America to land and sea surface schemes in RegCM4*. Clim Res 52: 31–48, 2012.
- [5] EMANUEL, KERRY A. *A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models*. Journal of Atmospheric Sciences, 48(21), 2313-2329.
- [6] GIORGI, F., ANYAH, R. O. *The road towards RegCM4*. Clim Res 52: 3–6, 2012.
- [7] GIORGI, F., COPPOLA, E., SOLMON, F. ET ALL. *RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains*. Clim Res 52: 7–29, 2012.
- [8] GIORGI F. ET ALL, *Regional Climate Model RegCM, Reference Manual*, Version 4.6. Trieste, Italy, 2017.
- [9] GIORGI, F., SOLMON y GIULIANI, G., *Regional Climate Model RegCM, User's Guide*, Version 4.6. Trieste, Italy May 27, 2019.
- [10] GIULIANI, GRAZIANO. *Earth System Modeling Domain Decomposition*, Febrero 2015.

- [11] KONÉ, B. AND DIEDHIYOU, A. AND TOURÉ, N. E. AND SYLLA, M. B. AND GIORGI, F. AND ANQUETIN, S. AND BAMBA, A. AND DIAWARA, A. AND KOBÉ, A. T. *Sensitivity study of the regional climate model RegCM4 to different convective schemes over West Africa*. Earth System Dynamics, esd-9-1261-2018.
- [12] LAWRENCE, D. M., ET AL. (20110.) *Parametrization improvements and functional and structural advances in Version 4 of the Community Land Model*. J. Adv. Model. Earth Syst., 3, M03001.
- [13] MARSHALL J., PLUMB R. A. *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics*, Elsevier, 2008.
- [14] MOLDERS N., KRAMM, G. *Lectures in Meteorology*, Springer International Publishing, Switzerland, 2014.
- [15] NORTH, G. R., ERUKHIMOVA, T. L. *Atmospheric Thermodynamics. Elementary Physics and Chemistry*, Cambridge University Press, New York, 2009.
- [16] OLESON, K. W., ET. ALL., *CLM3.5 Documentation*, Abril 2007.
- [17] OLESON, KEITH W., ET. ALL., *Technical Description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM)*, Julio 2013.
- [18] PAL JS, GIORGI F., ET. ALL. *Regional Climate Modeling for The Developing World*, Bulletin of the American Meteorological Society, Septiembre de 2007.
- [19] SERWAY, R. A., JEWETT, J. W. *Física para ciencias e ingeniería vol 1 y 2, Séptima edición*, Cengage Learning, México, 2008.
- [20] (SIN AUTOR). *Comparison International Standard Atmosphere space diving*, disponible en https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Comparison_International_Standard_Atmosphere_space_diving.svg.
- [21] STENSRUD, D. J. *PARAMETERIZATION SCHEMES: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models*, Cambridge University Press, New York, 2007.
- [22] STOCKER, THOMAS. *Introduction to Climate Modelling*, Springer-Verlag, Berlin, 2011.
- [23] STULL, ROLAND. *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*, University of British Columbia, Canada 2017.

- [24] SYMON, KEITH R. *Mechanics, Third Edition*, Addison-Wesley Publishing Company, 1971.
- [25] TIWARI P. R., KAR, S. C., CHARAN, MOHANTY, U. C., DEY, S., SINHA, P., RAJU, P.V.S., SHEKHAR, M.S. *The role of land surface schemes in the regional climate model (RegCM) for seasonal scale simulations over Western Himalaya*. *Atmósfera*, Volume 28, Issue 2, 2015, Pages 129-142, ISSN 0187-6236.
- [26] WALLACE J.M., HOBBS P.V. *Atmospheric Science*, Elsevier, Berlin, 2006.
- [27] WANG, G., YU, M., PAL, J. S., MEI, R., BONAN, G. B., LEVIS, S., THORNTON, P. E. *On the development of a coupled regional climate-vegetation model RCM-CLM-CN-DV and its validation in Tropical Africa*. *Clim Dyn* 46, 515–539 (2016). <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2596-z>