



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

INFLUENCIA DE LA OROGRAFÍA DEL TERRITORIO GUATEMALTECO EN LA CANÍCULA

Julio Emmanuel Batz Cotill

Asesorado por Ph.D. Enrique Pazos Ávalos

Guatemala, Noviembre de 2023

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA



ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

**INFLUENCIA DE LA OROGRAFÍA DEL
TERRITORIO GUATEMALTECO EN LA
CANÍCULA**

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

JULIO EMMANUEL BATZ COTILL
ASESORADO POR PH.D. ENRIQUE PAZOS ÁVALOS

AL CONFERÍRSELE EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN FÍSICA APLICADA

GUATEMALA, NOVIEMBRE DE 2023

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



CONSEJO DIRECTIVO

Director	M.Sc. Jorge Marcelo Ixquiac Cabrera
Representante Docente	Arqta. Ana Verónica Carrera Vela
Representante Docente	M.A. Pedro Peláez Reyes
Representante de Egresados	Lic. Urías Amitaí Guzmán García
Representante de Estudiantes	Elvis Enrique Ramírez Mérida
Representante de Estudiantes	Oscar Eduardo García Orantes
Secretario académico	Ing. Edgar Damián Ochoa Hernández

TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN GENERAL PRIVADO

Director	M.Sc. Jorge Marcelo Ixquiac Cabrera
Examinador	Lic. Héctor Eduardo Pérez Figueroa
Examinador	MSc. Osmar Obdulio Hernández Aguilar
Examinador	MSc. Freddy Estuardo Rodríguez Quezada
Secretario Académico	Ing. Edgar Damián Ochoa Hernández

Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas

Ref. D.DTG. 008-2023

Guatemala, 27 de noviembre de 2023

El Director de la Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de San Carlos de Guatemala, luego de conocer la aprobación por parte del Coordinador de la Licenciatura en Física Aplicada, al trabajo de graduación titulado: **“INFLUENCIA DE LA OROGRAFÍA DEL TERRITORIO GUATEMALTECO EN LA CANÍCULA”**, presentado por el estudiante universitario Julio Emmanuel Batz Cotill, autoriza la impresión del mismo.

IMPRÍMASE.



“ID Y ENSEÑAD A TODOS”



M.Sc. Jorge Marcelo Ixquiac Cabrera
Director

AGRADECIMIENTOS

A mi Dios, quien me acompaña, me hace sentir confiado y pleno. Él es mi guía y motivador diariamente. Le agradezco por darme fortaleza y oportunidades de superación. Él me sustenta.

A mi familia, por manifestarme su apoyo incondicional, palabras de aliento y amor constantes. Por ser la causa de mis deseos de superación.

A mi asesor, por brindarme la oportunidad de realizar este proyecto muy importante de investigación científica; por su paciencia, comprensión y amistad. Por sus enseñanzas significativas y por facilitarme sin egoísmo los medios para realizar este proyecto.

A los guatemaltecos que con su ejemplo de diligencia y lucha, me inspiran. A mi gente, quienes han hecho posible mi educación superior.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	III
LISTA DE ACRÓNIMOS	V
LISTA DE SÍMBOLOS	VII
Introducción	IX
1. Objetivos	1
2. Conceptos y definiciones básicas	3
2.1. Algunas generalidades sobre el clima en la región centroamericana . . .	3
2.2. Precipitación	5
2.3. Canícula	6
2.4. Orografía	7
2.4.1. Efectos orográficos	9
2.4.2. Influencias orográficas en la precipitación	9
3. Las ecuaciones del movimiento de los fluidos	13
3.1. Ecuaciones de movimiento para un fluido sin rotación	13
3.2. Ecuaciones de movimiento para un fluido en rotación	15
3.3. Efecto de la fuerza de Coriolis	20
3.4. Ecuación de fluidos en la superficie terrestre	25
4. Modelo Climático Regional RegCM	29
4.1. Ecuaciones del Modelo Climático Regional RegCM	32
4.1.1. Núcleo dinámico hidrostático	32
4.1.1.1. Ecuaciones de Momento Horizontal	32
4.1.1.2. Ecuaciones de continuidad y Sigma (σ)	33
4.1.1.3. Ecuación hidrostática	33

4.1.2. Núcleo dinámico no hidrostático	34
4.1.2.1. Ecuaciones del modelo	34
4.2. Parametrizaciones físicas	36
4.2.1. Modelos de superficie terrestre	36
4.2.2. Esquema de la Capa Límite Planetaria -CLP-	36
4.2.2.1. Holtslag CLP	36
4.2.3. Esquemas de precipitación convectiva	37
4.2.4. Esquema de precipitación a gran escala	38
5. Resultados	39
5.1. Experimentos numéricos	40
5.2. Resultados obtenidos de RegCM	41
5.2.1. Cantidades en función del tiempo	42
5.2.2. Cantidades promediadas en el tiempo en función de latitud y longitud	43
6. Conclusiones	51
Bibliografía	53
A. Anexos	55
A.1. cambiar-altura.sh	55
A.2. guate.in	56
A.3. precipitacion.sh	59
A.4. plots.gs	60
A.5. plots1991.gs	61
A.6. plots-ave.gs script	62
A.7. promedio.gs	63
A.8. promediosTodos.gs	64

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1. Orografía de Guatemala desde San Antonio Suchitepéquez.	8
2.2. Topografía de Guatemala.	11
2.3. Costa sur de Guatemala	12
3.1. Aparato de afluencia radial.	15
3.2. La velocidad de un paquete de fluido vista en el sistema de referencia rotatorio	16
3.3. Superficie parabólica	20
3.4. Trayectoria teórica del disco durante un período completo de rotación de la mesa de superficie parabólica	23
3.5. Latitud ϕ y longitud λ - Sistema de coordenadas local	26
4.1. Representación de la estructura vertical del modelo RegCM	30
4.2. Representación de la rejilla horizontal del tipo Arakawa B	31
5.1. Mapa de colores	41
5.2. Precipitación promedio 1991	41
5.3. Precipitación promedio sobre toda el área en función del tiempo, 1991	42
5.4. Precipitación promedio sobre toda el área en función del tiempo, con promedios semanales de datos, 1991	42
5.5. Precipitación <i>vs</i> Tiempo	43
5.6. Precipitación a 200 %, 100 % y 10 % de altura regional, 1991.	46
5.7. Precipitación a 100 %, 90 %, 70 %, 50 %, 30 % y 10 % de altura regio- nal, 1991.	48
5.8. Precipitación a 100 %, 90 %, 80 %, 70 %, 60 %, 50 %, 40 %, 30 %, 20 % y 10 % de altura regional, 1991.	49

LISTA DE ACRÓNIMOS

Siglas	Significado
AGCM	Atmospheric General Circulation Model (Modelo General de Circulación Atmosférica)
BATS	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
CLM	Community Land Model
E	Este
ICC	Instituto del Cambio Climático
ICTP	Centro Internacional de Física Teórica, en inglés
INSIVUMEH	Instituto Nacional de Sismología Vulcanología Meteorología e Hidrología
ITCZ	Zona de Interconvergencia Tropical, en inglés
MSD	Sequía de Medio Verano, en inglés
N	Norte
NAM	Monsón de Norte América, en inglés
OGCM	Modelo de Circulación General del Océano, en inglés
PBL	Capa Límite Planetaria, en inglés
RegCM	Modelo Regional Climático, en inglés
S	Sur
SST	Temperatura Superficial del Mar, en inglés
SUBEX	Subgrid Explicit Moisture Scheme
UW	Universidad de Washington
W	Oeste, en inglés

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado
∇	Operador gradiente, $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{k} \right)$
∇^2	Operador Laplaciano, $\nabla^2 = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right)$
$\frac{D}{Dt}$	Derivada material, $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla$
α	Coefficiente de expansión térmica
λ	Longitud
ϕ	Potencial gravitacional
φ	Latitud
μ	Viscosidad de un fluido
ρ	Densidad
σ	Nivel sigma, coordenada vertical en RegCM
σ^*	Variación en la densidad
$\vec{\Omega}, \Omega$	Vector de velocidad angular de la Tierra
Ω	Magnitud de la velocidad angular de la Tierra
a	Radio de la Tierra
A	Momento angular total por unidad de masa
c_p	Calor específico a presión constante
f	Parámetro o factor de Coriolis
\vec{F}	Vector de fuerza
\mathcal{F}	Vector de fuerza de fricción por unidad de masa
g	Magnitud de la aceleración de la gravedad
H	Altura
$\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$	Vectores unitarios del sistema de coordenadas locales
L	Escala de longitud
m	Masa
M	Magnitud
$M\%$	Magnitud porcentual

Símbolo	Significado
M^*	Magnitud relativa
p	Presión
p^*	Presión en modelo RegCM
Q	Calor
t	Tiempo
T	Temperatura
T^*	Escala temporal
\vec{r}	Vector posición
R	Constante del gas para el aire seco
R_o	Número de Rosby
\vec{u}	Vector de velocidad de un fluido
\vec{u}_a	Vector de viento ageostrófico
\vec{u}_g	Vector de viento geostrófico
\vec{u}_h	Vector de viento horizontal
U	Escala de velocidad
\vec{v}	Vector de velocidad
u, v, w	Componentes del viento en el sistema de coordenadas locales
u_g, v_g	Componentes del viento geostrófico
V	Volumen
x, y, z	Sistema de coordenadas locales

Introducción

La época lluviosa en Guatemala inicia generalmente en mayo y culmina en octubre, pero sucede una disminución en la precipitación aproximadamente durante julio y agosto debido a la inversión de los vientos alisios y por el fortalecimiento del anticiclón del Golfo de México, aunque al debilitarse y desaparecer vuelven nuevamente las precipitaciones intensas que completan la temporada lluviosa en septiembre y octubre. Ese fenómeno de disminución en la precipitación durante el período de invierno se denomina canícula.

La canícula ha sido estudiada por diferentes autores. Para este estudio, se toma en cuenta la orografía y su efecto en la canícula para Guatemala. Las precipitaciones medias anuales varían en un amplio rango en América Central, esto asociado a las condiciones topográficas diversas. La influencia de la orografía en la distribución de las precipitaciones es más compleja y dinámica conforme el paso del tiempo.

Se ha puesto a prueba el efecto que la orografía y sus cambios de altura pueden tener en la canícula. Esta investigación fue realizada mediante simulaciones numéricas sobre un dominio que abarca el territorio guatemalteco, con base en datos de reanálisis ERA Interim de 1991, como parte de experimentos numéricos. Se aumentó y se redujo la topografía regional a diferentes fracciones de altura sobre el dominio guatemalteco.

Los cambios de altura modifican la cantidad de precipitación, precisamente en el período de canícula. La reducción en la altura desde el 100 % hacia el 10 % genera un aumento proporcional en la precipitación, en los meses julio y agosto. A 200 % de altura, la precipitación es menor que a 100 % o 10 % de altura regional de Guatemala. Predomina la precipitación a menor altura, es decir, mientras menor sea la altura, mayor es la precipitación en esos meses. Después de variar la altura a diferentes fracciones, las curvas de precipitación promedio mantuvieron los máximos característicos de precipitación en junio y en septiembre aproximadamente, alrededor del período de canícula.

1. Objetivos

General

Cuantificar el efecto de la topografía del territorio de Guatemala en la canícula del país.

Específicos

1. Simular un período de precipitación sobre la región sur de Guatemala mediante el modelo climático regional RegCM, variando la altura de la región completa del país y utilizando datos de reanálisis ERA Interim.
2. Comparar, a lo largo del año en todo el dominio, la precipitación semanal, la temperatura promedio semanal a 2 m de altura.
3. Averiguar qué influencia tiene la topografía sobre la distribución anual de lluvias en la costa sur del país.

2. Conceptos y definiciones básicas

2.1. Algunas generalidades sobre el clima en la región centroamericana

Los cambios de temperatura en América Central son generalmente pequeños por su ubicación marítima tropical y las precipitaciones son el elemento meteorológico más importante. [8]

Las montañas de Centroamérica influyen en la conformación del clima regional en la zona cálida del Pacífico oriental. Hay una dependencia estacional del Pacífico por el fuerte ciclo estacional de los vientos y la profundidad de la termoclina en el clima medio. La topografía de Centroamérica forma chorros bien definidos con los alisios del noreste en invierno, pero los vientos de superficie convergen en Centroamérica en verano, mientras los vientos del suroeste prevalecen en el lado del Pacífico. En ese contexto, las anomalías de los vientos del noreste refuerzan los alisios predominantes en invierno, aunque debilitan los vientos del suroeste en verano, lo que produce cambios opuestos en el flujo de calor latente sobre las aguas cálidas del Pacífico oriental [12]. Los chorros de viento inducidos por la orografía se imprimen con fuerza en la profundidad de la termoclina en invierno. La termoclina se encrespa bajo los rizos ciclónicos de los chorros de viento.

En invierno, la región conformada por Centroamérica y el Caribe suele ser la más seca. De ahí que a tal región se clasifica como tropical seco-invernal, según lo sugiere Rudloff. El clima de la región es definido en general por el régimen de invierno seco-verano, porque los modificadores importantes a escala subregional son la orografía y la elevación. La topografía de la región es diversa y compleja. En Guatemala se encuentran volcanes y cadenas montañosas, las que forman parte de la Cordillera de Centroamérica. La topografía afecta la circulación del viento a gran escala y a bajo nivel, lo que provoca variaciones locales significativas en la duración de los períodos lluviosos y la precipitación anual. Las variaciones topográficas subregionales de Centroamérica y del Caribe impiden las generalizaciones acerca del

clima de la región [8].

Según la Enciclopedia Mundial de Climatología, las precipitaciones medias anuales varían en un amplio rango en América Central, esto asociado a las condiciones topográficas diversas. Los totales anuales de menos de 100 cm son típicos de las llanuras de Guatemala, entre otros países centroamericanos. Pero las cordilleras del norte y del sur de Guatemala reciben grandes cantidades de lluvia (más de 250 cm). Generalmente, la costa del Caribe recibe más lluvia que la del Pacífico, lo que permite plantear la relación de los vientos alisios con la acumulación montañosa, sin descartar las perturbaciones tropicales del Mar Caribe [8].

Uno de los modos dominantes asociados al ciclo medio anual de precipitaciones se caracteriza por dos máximos de precipitación en junio y septiembre, una estación seca prolongada de noviembre a mayo y una estación seca más corta entre julio y agosto, según la Enciclopedia Mundial de Climatología. De acuerdo con esta enciclopedia, la época lluviosa comienza en mayo, pero hay una variación latitudinal de las fechas de inicio, con un inicio más temprano (principios de mayo) en el sur y un inicio tardío (finales de mayo) en el norte. La migración de la Zona de Convergencia Intertropical (o ITCZ, por sus siglas en inglés Intertropical Convergence Zone) no puede explicar la convección profunda generalizada en toda la región durante la temporada de lluvias. Hay un primer pico de precipitaciones a mediados de junio. Ocurre una disminución de precipitaciones en gran parte de Centroamérica a mediados de julio. Este lapso breve de descenso lluvioso es la Canícula [8]. El segundo máximo de precipitaciones es más húmedo que el primero y sucede entre septiembre y octubre.

2.2. Precipitación

Según FUNCAGUA [2], la época lluviosa en Guatemala inicia generalmente en mayo, aunque en junio suelen presentarse días nublados y lluviosos. La canícula sucede en julio y parte de agosto por la inversión de los alisios y por el fortalecimiento del anticiclón del Golfo de México, pero al debilitarse y desaparecer vuelven nuevamente las precipitaciones intensas que completan la temporada lluviosa en septiembre y octubre.

La época seca de Guatemala inicia con el aumento de la presión atmosférica y los frentes fríos (masas de aire frío proveniente de la zona polar), causando un descenso de la temperatura e incrementando la velocidad del viento; por lo general, se tiene predominancia de viento norte. Esta época fría se marca de noviembre a febrero, y posteriormente, se incrementa la temperatura presentándose olas de calor entre marzo y abril. Durante esta época se pueden presentar algunas lluvias locales de tipo convectivo, o prefrontales por la influencia de frentes fríos [2].

2.3. Canícula

En el modelo iROAM (ROAM, por sus siglas en inglés Regional Ocean–Atmosphere Model, desarrollado en el International Pacific Research Center -IPRC-), el enfriamiento del Atlántico Norte suprime la convección atmosférica tanto local como remotamente sobre América Central y el extremo oriental del Pacífico tropical. Disminuciones simultáneas similares de las precipitaciones sobre el Golfo de México, el Caribe, América Central y la reserva cálida del extremo oriental del Pacífico tienen una contrapartida en el clima actual conocida como sequía de pleno verano (MSD, por sus siglas en inglés Midsummer Drought). Sobre estas regiones, las precipitaciones comienzan a aumentar de mayo a junio, pero disminuyen durante julio-agosto, para luego recuperarse en septiembre. Mapes [9] sugieren que el desarrollo hacia el oeste de la alta subtropical a escala de la cuenca sobre el Atlántico Norte entre junio y julio es decisivo para el inicio del MSD. La ejecución del NAC (por sus siglas en inglés North Atlantic Cooling) en iROAM, apoya esa hipótesis con una demostración explícita. De hecho, el forzamiento impuesto se limita al Océano Atlántico, pero la respuesta atmosférica propaga sus efectos en el Pacífico a través de América Central en forma de la onda Rossby de subsidencia [12].

En el *Boletín Agroclimático No. 1* de 2019, el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología define la canícula como un período de disminución notable en los acumulados de lluvia en los meses de julio y agosto, con respecto a junio y septiembre [5]. La canícula en Guatemala es observable principalmente en la costa sur del país.

Según el Instituto Privado de Investigación sobre Cambio Climático, la canícula es la disminución de la lluvias hasta un punto donde la evapotranspiración potencial es mayor que la precipitación acumulada por pentada, lo cual se traduce en la necesidad de realizar riego en los cultivos para complementar la demanda atmosférica. Estadísticamente, el inicio de la canícula en el estrato alto inicia entre el 6 y 15 de julio, el estrato medio entre el 16 y 20 de junio y los estratos bajo y litoral entre el 6 y 20 julio. La duración de la canícula en los estratos alto y medio oscila entre 5 a 10 días, en el estrato bajo entre 5 a 15 días y en el estrato litoral entre 10 a 25 días[3].

De acuerdo con CONRED, la canícula tiene duración promedio de 5 a 10 días, afectando mayormente la zona semiárida del país conocida como “Corredor Seco”. Durante el período de la canícula, los vientos secos impiden el paso de la humedad y por ello aparece un calor seco más perceptible, ocasionando daños estimables en la

agricultura guatemalteca [1]. Las características atmosféricas en Guatemala durante la época de canícula, según CONRED, son:

- Temperaturas mayores a los 37°C.
- Calentamiento excesivo del aire.
- Disminución de lluvias.
- Cielos despejados.

2.4. Orografía

La Tierra ha albergado vida de una u otra forma durante miles de millones de años, lo que sugiere que su clima, aunque cambia constantemente, se ha mantenido dentro de unos límites algo estrechos durante ese tiempo. Si la actividad volcánica aumentara durante un tiempo determinado, elevando los niveles de CO_2 en la atmósfera, el clima resultante, más cálido y húmedo, podría mejorar la meteorización química, aumentando la tasa de eliminación de CO_2 y reduciendo el calentamiento del efecto invernadero lo suficiente como para mantener el clima más o menos constante. A la inversa, en un clima frío, las condiciones de aridez reducirían las tasas de meteorización, lo que conduciría a un aumento del CO_2 atmosférico y a una tendencia al calentamiento. Sin embargo, el hecho de que la temperatura y las concentraciones de CO_2 parezcan coevolucionar no debe interpretarse como una causa o un efecto. Otros factores, además de las variaciones en la constante solar y el forzamiento de los gases de efecto invernadero, seguramente también han influido en los cambios climáticos. Entre ellos se encuentran los cambios en la distribución tierra-mar y la orografía (impulsados por la tectónica de placas), el albedo de la superficie subyacente y los ciclos biogeoquímicos globales. Una idea fascinante -conocida como la hipótesis Gaia- es que la propia vida desempeña un papel en la regulación del clima del planeta, optimizando el entorno para una evolución continua [7].



Figura 2.1. Orografía de Guatemala desde San Antonio Suchitepéquez.
Fuente: Elaboración propia.

El concepto orografía alude a la descripción de las montañas, como parte de la geografía física. La orografía hace referencia también al conjunto de montes de una región, país, etc. Las Figuras 2.1 y 2.3 representan la orografía de Guatemala vista desde el departamento de Suchitepéquez.

Guatemala se encuentra en una cordillera característica de América, por lo que su orografía es pronunciada evidentemente. Guatemala cuenta con 5 sierras importantes, entre varios cerros y montañas. Según el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología -INSIVUMEH-, en el país se encuentran aproximadamente 288 volcanes o estructuras identificadas como de origen volcánico [6]. Aunque Guatemala tiene un área de 108,889 km², tales volcanes y montañas se hallan concentradas en la meseta central del país, de esa manera se forma una

región densa en orografía. El volcán más alto de Guatemala es el Tajumulco, del departamento de San Marcos, con una altura de 4,220 m sobre el nivel del mar. En la región sur, las montañas son contadas y de menor tamaño respecto del Tajumulco; además se puede observar diversidad de áreas boscosas, cuya extensión va en detrimento hasta llegar a las playas del océano pacífico. La Figura 2.2 representa que al occidente de Guatemala se encuentran montañas con facilidad, como en el caso de Quetzaltenango, pero al sur (en Suchitepéquez y Escuintla), las montañas se observan distantes.

2.4.1. Efectos orográficos

La estructura y propagación de los ciclones extratropicales pueden verse influidos por la pendiente del terreno y por el bloqueo del flujo de bajo nivel por las cadenas montañosas. Estas influencias en el patrón de flujo a gran escala se denominan colectivamente efectos del terreno o efectos orográficos. Así como la estructura a gran escala de los ciclones extratropicales puede ser bien simulada y predecirse mediante modelos globales basados en las ecuaciones primitivas, los efectos orográficos pueden simularse y, en algunos casos, predecirse utilizando modelos regionales de modelos de mesoescala que resuelven las características hasta la escala de unos pocos kilómetros [10]. Las montañas afectan al flujo a escalas aún más pequeñas.

2.4.2. Influencias orográficas en la precipitación

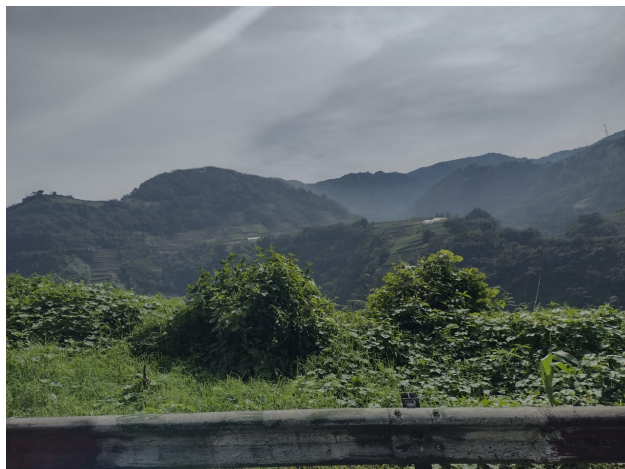
En este apartado, cabe mencionar algunos planteamientos de Wallace [10], acerca de la influencia orográfica en la precipitación. Pese a que él plantea condiciones pertenecientes a Estados Unidos, algunos fenómenos a mencionar pueden ocurrir también en la cordillera guatemalteca. La tendencia general de la precipitación media climatológica a ser aumentada en el barlovento de las cadenas montañosas y suprimida en el sotavento, definidos el barlovento y sotavento en términos del flujo del oeste medio climatológico predominante, se refleja en la distribución de la precipitación media anual, por ejemplo, de los Estados Unidos. Esta relación implica que, en promedio, el aire tiende a fluir sobre las cadenas montañosas sin desviaciones significativas. En el día a día, la influencia de la orografía en la distribución de las precipitaciones es más compleja y dinámica.

La posición y orientación de la sombra de lluvia a sotavento de una cordillera puede cambiar drásticamente en respuesta a los cambios en la dirección y velocidad del viento que se producen por el paso de un ciclón. Incluso dentro de la sombra de

lluvia, a veces pueden desarrollarse bandas de lluvia en respuesta a la ciclogénesis de sotavento, ya que el aire que fluye alrededor de los dos lados de la cordillera converge y eleva el aire por encima de ella, desencadenando la convección. Una condición necesaria para la formación de tal zona de convergencia a favor del viento es la presencia de inestabilidad condicional, que permite que el aire convergente ascienda sin ser indebidamente inhibido por la estabilidad estática. Las cadenas montañosas también pueden dar lugar a variaciones espaciales en el nivel de congelación. En condiciones de represamiento del aire frío, con aire más frío y presión más alta hacia el lado este de una cordillera, la aproximación de un ciclón o vaguada de bajas presiones desde el oeste, aumenta el gradiente de presión a través de la cordillera, atrayendo aire frío hacia arriba y sobre los pasos de montaña [10].

Los niveles de congelación en este flujo frío ascendente tienden a ser mucho más bajos que en la atmósfera libre. Por lo tanto, en estas condiciones, la precipitación congelada puede estar cayendo en los pasos, mientras que la lluvia está cayendo en elevaciones más altas. La lluvia helada ocurre mucho más frecuentemente en las tierras bajas a lo largo del lado este de las cadenas montañosas, en asociación con el represamiento de aire frío, que en el lado oeste. El drenaje de aire frío a través de una brecha en una cadena montañosa puede mantener precipitaciones heladas en el lado oeste (a menudo en forma de aguanieve y lluvia helada) incluso cuando la temperatura ambiente en superficie es muy superior al punto de congelación [10].

Los planteamientos anteriores de Wallace pueden relacionarse con el hecho de que la canícula en Guatemala es observable principalmente en la costa sur del país.



(a) Topografía de Santa María de Jesús, Quetzaltenango



(b) Cuyotenango Suchitepéquez



(c) Santa Lucía Cotzumalguapa, Escuintla

Figura 2.2. Topografía de Guatemala.
Fuente: Elaboración propia



(a) Caserío Santa Fe, San Antonio Suchitepéquez



(b) Puente Río Ixtacapa, San Antonio Suchitepéquez

Figura 2.3. Costa sur de Guatemala
Fuente: Elaboración propia

3. Las ecuaciones del movimiento de los fluidos

3.1. Ecuaciones de movimiento para un fluido sin rotación

La ecuación de Euler (3.1) de los fluidos representa la segunda Ley de Newton, pero aplicada al movimiento de un fluido [11]. Esta ecuación no tiene una solución general, pero tiene soluciones exactas sólo para casos bien sencillos. Se hará una aplicación directa de la ecuación de los fluidos para entender por qué los patrones de viento aparecen en la atmósfera y, de esa manera, encontrar soluciones a esta ecuación de los fluidos

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} + \frac{1}{\rho} \nabla p = \frac{\mathbf{f}}{\rho}. \quad (3.1)$$

Se especializará la ecuación de Euler al contexto atmosférico. A partir de su forma general, Ec. (3.1), primero se renombra la variable velocidad:

$$\mathbf{v} \implies \mathbf{u} = (u, v, w). \quad (3.2)$$

En el contexto atmosférico, se denota la velocidad por el vector \mathbf{u} que contiene las tres componentes de la velocidad del viento: la componente u es la componente zonal (positiva al este), la componente v (positiva al norte) y w es la componente vertical del viento, esta es la componente normal a la superficie del terreno. La fuerza \mathbf{f} tiene dos componentes en este estudio: la fuerza de gravedad $\mathbf{f}_{gravedad}$ y la fuerza de fricción $\mathbf{f}_{fricción}$. Esta última fuerza es muy importante sobre todo en la parte más baja de la atmósfera en donde está la interfase de la atmósfera, el océano y la superficie terrestre donde hay continentes. Los obstáculos que encuentra el viento generan fricción.

$$\mathbf{f} = \mathbf{f}_{gravedad} + \mathbf{f}_{fricción} \quad (3.3)$$

\mathbf{f} , $\mathbf{f}_{gravedad}$ y $\mathbf{f}_{fricción}$ son fuerzas por unidad de volumen. En fluidos, lo más natural para escribir las ecuaciones es escribir todas las cantidades por unidad de volu-

men. En este contexto específico, la fuerza de gravedad se define como la densidad del aire ρ por la aceleración de la gravedad g (constante), en la dirección vertical exclusivamente, negativa hacia abajo:

$$\mathbf{f}_{gravedad} = -\rho g \hat{\mathbf{z}}. \quad (3.4)$$

La fuerza de fricción se define como

$$\mathbf{f}_{fricción} = \rho \mathcal{F}, \quad (3.5)$$

donde \mathcal{F} es la fuerza por unidad de masa (por unidad de volumen). Al tomar en cuenta cada una de las definiciones anteriores ((3.2), (3.3), (3.4) y (3.5)), la ecuación de los fluidos (3.1) queda de forma estándar como

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + \frac{1}{\rho} \nabla p + g \hat{\mathbf{z}} = \mathcal{F}. \quad (3.6)$$

La ec. (3.6) es una ecuación vectorial, representa las 3 ecuaciones siguientes [7]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \mathcal{F}_x, \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = \mathcal{F}_y, \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = \mathcal{F}_z, \quad (3.9)$$

una ecuación por cada componente de la velocidad del viento \mathbf{u} , (3.2).

En realidad, la componente vertical del viento en la atmósfera es pequeña comparada con las componentes de velocidad horizontal u y v . A partir de la componente de \mathbf{u} en z , Ec. (3.9), se considera que w es pequeña y sus variaciones (espaciales y temporales) también, entonces dicha componente se reduce a

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = \mathcal{F}_z. \quad (3.10)$$

Cabe mencionar que la fricción es despreciable en realidad, aproximadamente 1 kilómetro arriba de la superficie terrestre. Si se considera que la fricción \mathcal{F}_z es despreciable en las ec. (3.9) y (3.10), queda la condición de equilibrio hidrostático [7]:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g. \quad (3.11)$$

La ec. (3.11) implica que en (3.9) no debe haber fuerza de fricción \mathcal{F}_z y que la velocidad vertical w y sus variaciones (espaciales y temporales) son pequeñas comparadas con la fuerza de gravedad y el gradiente de presión en z .

3.2. Ecuaciones de movimiento para un fluido en rotación

Este estudio requiere una descripción del efecto de la rotación de la Tierra en el movimiento de los fluidos. La descripción es necesaria porque la atmósfera es una masa de aire que se mueve sobre un planeta que rota sobre su propio eje. Por lo tanto, los patrones en los vientos se deben en gran medida a los efectos de esta rotación.

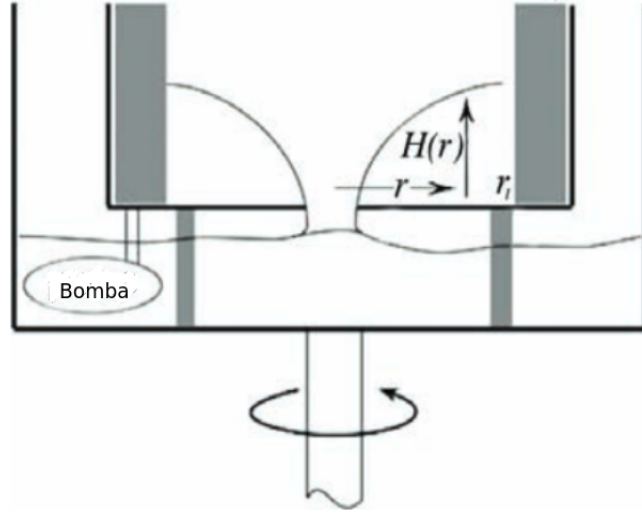


Figura 3.1. Aparato de afluencia radial. Se coloca un difusor de 30 cm de diámetro interior en un depósito más grande y se utiliza para producir un flujo de agua axialmente simétrico hacia el interior, en dirección a un orificio de drenaje situado en el centro. Debajo del tanque hay un gran recipiente colector, parcialmente lleno de agua y que contiene una bomba sumergible cuya finalidad es devolver el agua al difusor del tanque superior. A continuación, todo el aparato se coloca en una plataforma giratoria y se hace girar en sentido contrario a las agujas del reloj. La trayectoria de los paquetes de fluido se sigue dejando caer puntos de papel sobre la superficie libre. Fuente: [7]

La Figura 3.1 es básicamente un corte de perfil de un sistema de dos tanques cilíndricos. El tanque externo es grande, contiene agua y tiene una velocidad angular de rotación Ω . En su interior hay un tanque pequeño forrado con una especie de esponja representada por dos bandas grises. El tanque pequeño tiene un agujero en el centro. Una bomba toma agua del tanque externo y la introduce al tanque pequeño

a través de sus paredes esponjosas para que el agua entre suavemente. Debido a la rotación y al agujero, en el tanque interior se forma una superficie del perfil de agua, con curvatura descrita por la función $H(r)$. Esta función es la altura de la superficie del líquido medida desde la base del tanque, es decir, es la forma que tiene la superficie del agua.

Visto el tanque desde arriba, Figura 3.2, la velocidad radial apunta directamente desde el centro de la circunferencia hacia afuera y la velocidad tangencial V_θ es perpendicular a la velocidad radial. La relación que hay entre las velocidades tangenciales visto desde el sistema de reposo y desde el sistema que rota es

$$V_\theta = v_\theta + \Omega r, \quad (3.12)$$

donde Ω es la velocidad de rotación del depósito en radianes por segundo, V_θ es la velocidad tangencial del sistema, visto desde el reposo, y v_θ es la velocidad tangencial, desde el sistema que rota. Ωr es la velocidad azimutal de una partícula estacionaria respecto al depósito a un radio r del eje de rotación. [7]

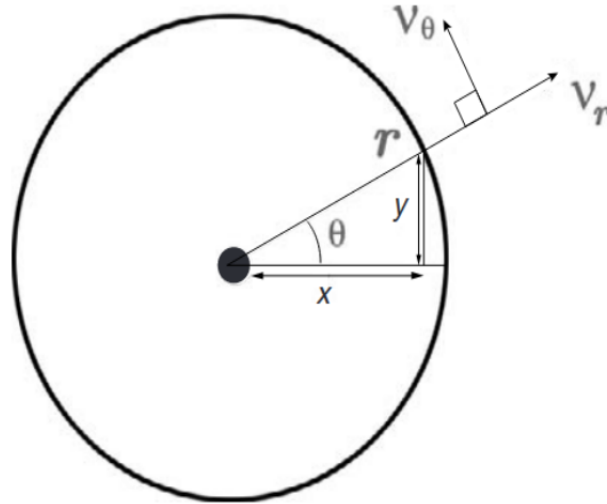


Figura 3.2. La velocidad de un paquete de fluido vista en el sistema de referencia rotatorio: $v_{rot} = (v_\theta, v_r)$ en coordenadas polares polares. Fuente: [7]

Ahora se plantea un análisis de balance fuerzas en la dirección vertical y en la dirección horizontal, en el sistema de laboratorio. Se considera la situación descrita para la Figura 3.1. Se asume que el agua está fluyendo y que su forma se mantiene al fluir debido a que la bomba está colocando agua en el tanque pequeño y a la vez está saliendo en la misma cantidad, de tal manera que la forma de la superficie del agua se mantiene siempre invariante en el tiempo. Entonces se puede asumir que

hay un equilibrio hidrostático, ec. (3.13), en el fluido, en este caso es en el agua. En equilibrio hidrostático,

$$dp = -\rho g dz, \quad (3.13)$$

la aceleración de la gravedad g y la densidad del agua ρ son constantes para el caso del agua. La integración de la ec. (3.13) da como resultado la presión p en función de las alturas H y z

$$p = \rho g(H - z), \quad (3.14)$$

donde p es la presión que hay dentro de la masa de agua a una altura z y $H(r)$ es la altura de la superficie, dependiente del radio. [7]

En la dirección radial también hay equilibrio hidrostático, pero las fuerzas en esta dirección son diferentes. Ahora, la aceleración en la dirección horizontal es la aceleración centrípeta a_c

$$dp = \rho a_c dr; \quad (3.15)$$

se despeja la aceleración centrípeta a_c de la ec. (3.15) y se obtiene, en forma de derivada parcial, la ec. (3.16).

$$a_c = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (3.16)$$

Si la velocidad angular o la velocidad tangencial V_θ es constante, se puede expresar la aceleración centrípeta como

$$\frac{V_\theta^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}. \quad (3.17)$$

Se deriva la presión p respecto de r en la ec. (3.14). (Lo único que depende de r en (3.14) es H). El resultado de la derivada se sustituye en la ec. (3.17) y se obtiene:

$$\frac{V_\theta^2}{r} = g \frac{\partial H}{\partial r}, \quad (3.18)$$

$\frac{\partial H}{\partial r}$ es la pendiente de la recta tangente a un punto en la curva H . Por lo que, la ec. (3.18) relaciona la aceleración centrípeta con la pendiente de la forma superficial de agua en rotación. [7]

Dado que

$$V_\theta = v_\theta + \Omega r, \quad (3.19)$$

al sustituir la ec. (3.19) en la ec. (3.18),

$$\frac{(v_\theta + \Omega r)^2}{r} = g \frac{\partial H}{\partial r},$$

se obtiene

$$\frac{v_{\theta}^2}{r} + 2v_{\theta}\Omega + \Omega^2 r = g \frac{\partial H}{\partial r}. \quad (3.20)$$

Por un lado, si un elemento del fluido no tiene velocidad tangencial en cierto instante, visto desde el sistema que rota, y se procede a integrar la ec. (3.20) directamente para H , con $v_{\theta} = 0$

$$H(r) = \int \frac{\Omega^2 r}{g} dr. \quad (3.21)$$

El resultado de la integración es la función H dependiente de r^2 , es decir, que H tiene la forma de una parábola

$$H(r) = \frac{\Omega^2 r^2}{2g} + H_0. \quad (3.22)$$

Por lo tanto, la superficie del agua en rotación tiene forma parabólica. Por otro lado, si $v_{\theta} \neq 0$ en la ec. (3.20), el término $2v_{\theta}\Omega$ es la aceleración de Coriolis. Este es un término muy importante porque es parte de lo que domina en los patrones de circulación de viento en la atmósfera. En la ec. (3.20), $\Omega^2 r$ es la aceleración centrífuga. [7]

Se supone que una partícula se encuentra en algún momento en cierto radio inicial r_1 en el tanque interno de la Figura 3.1, con momento angular L definido como

$$L = \Omega r_1^2, \quad (3.23)$$

donde la masa de la partícula es unitaria para simplificar los cálculos. Se considera que el momentum se conserva para que sea constante en cualquier otro lugar en el que se encuentre la partícula. En general, su momento angular es

$$L = V_{\theta} r, \quad (3.24)$$

donde r es la distancia a la que se encuentra la partícula y V_{θ} , su velocidad tangencial. Se igualan las ec. (3.23) y (3.24),

$$V_{\theta} r = \Omega r_1^2, \quad (3.25)$$

se emplea la definición de velocidad tangencia, Ec. (3.26),

$$V_{\theta} = v_{\theta} + \Omega r, \quad (3.26)$$

en la ec. (3.25)

$$(v_\theta + \Omega r) r = \Omega r_1^2 \quad (3.27)$$

y se despeja v_θ para obtener [7]

$$v_\theta = \Omega \frac{r_1^2 - r^2}{r}. \quad (3.28)$$

De la ec. (3.28), se infiere que a medida que r disminuye, la partícula adquiere rotación. En otras palabras, a medida que la partícula se aproxime al centro del tanque interno, r se hace cada vez más pequeño, la diferencia $r_1^2 - r^2$ crece y el efecto neto es que se obtiene una velocidad v_θ diferente de cero. La partícula empieza con velocidad angular cero y a medida que se acerca al centro, la velocidad v_θ crece, según la ec. (3.28).

3.3. Efecto de la fuerza de Coriolis

Dada una mesa con superficie parabólica, según el corte vertical representado por la Figura 3.3. La superficie parabólica cancela la fuerza centrífuga con la gravedad

$$h(r) = h(0) + \frac{\Omega^2 r^2}{2g}. \quad (3.29)$$

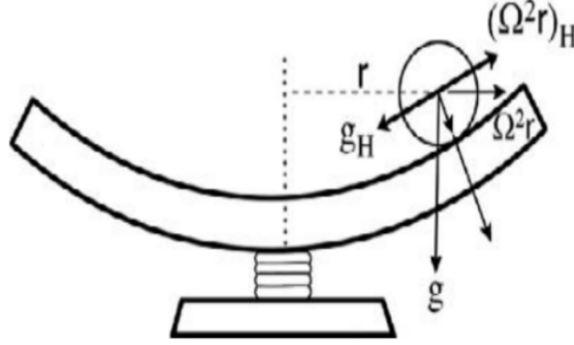


Figura 3.3. Si una parábola de la forma dada por la ec. (3.29) se hace girar a una velocidad Ω , entonces una bola cuidadosamente colocada sobre ella en reposo no cae hacia el centro sino que permanece en reposo: la gravedad paralela a la superficie, g_H , está exactamente equilibrada por las aceleraciones centrífugas paralelas a la superficie, $(\Omega^2 r)_H$. Fuente: [7]

Se supone que la mesa gira y tiene fricción superficial despreciable. Sobre la superficie parabólica se halla una esfera que se mueve libremente. La curvatura de la superficie es tal que la fuerza centrífuga sobre la esfera girando es $\Omega^2 r^2$, cuya componente horizontal se cancela con la componente horizontal del peso. Entonces, la única fuerza que va a actuar, desde el sistema que rota, es la fuerza de Coriolis.

De las ecuaciones de movimiento de los fluidos o ecuaciones de Euler (3.30) [7],

$$\left(\frac{D\mathbf{u}_{rot}}{Dt} \right)_{rot} + \frac{1}{\rho} \nabla p + g\hat{\mathbf{z}} = \mathcal{F} - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot} - \boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}, \quad (3.30)$$

aplicadas al caso de una partícula, descrito sobre la Figura 3.1, donde no hay fricción ni se considera la presión; debido a la curvatura de la superficie, la componente vertical de la gravedad cancela una componente de la fuerza normal de la superficie y otra componente de esa fuerza normal cancela la fuerza centrífuga; la derivada material se convierte simplemente en la derivada total de la velocidad. Entonces

toda la ec. de movimiento (3.30) se reduce a la fuerza de Coriolis (3.31).

$$\left(\frac{D\mathbf{u}_{rot}}{Dt} \right)_{rot} = -2\mathbf{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot}. \quad (3.31)$$

Con base en el sistema de la Figura 3.1 se resolverá la ec. (3.31) La superficie curva permite suponer que la partícula (esfera) no tiene desplazamiento vertical fuera de la superficie y que se puede localizar a la partícula con sus coordenadas horizontales x y y en este sistema. Con esto se pueden considerar solo dos coordenadas para la velocidad

$$\mathbf{u}_{rot} = (u, v, 0).$$

La componente u es la componente en x y v es la componente en y . La velocidad angular será un vector con eje vertical z y de magnitud $\mathbf{\Omega}$,

$$\mathbf{\Omega} = (0, 0, \Omega). \quad (3.32)$$

Ahora se expande el producto cruz

$$\left(\frac{D\mathbf{u}_{rot}}{Dt} \right)_{rot} = -2\mathbf{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot}. \quad (3.33)$$

La derivada material se convierte únicamente en la derivada total, se sustituye $\mathbf{\Omega}$ por su forma vectorial y también la velocidad \mathbf{u}_{rot} en componentes, en la ec. (3.33).

$$\left(\frac{d\mathbf{u}_{rot}}{dt} \right)_{rot} = -2(0, 0, \Omega) \times (u, v, 0) \quad (3.34)$$

La ec. (3.34) se resuelve en el sistema que rota por simplicidad. Cuando se desarrolla el producto cruz se obtiene:

$$\frac{d\mathbf{u}_{rot}}{dt} = (2\Omega v, -2\Omega u, 0) \quad (3.35)$$

La ec. (3.35) es un sistema de 2 ecuaciones diferenciales (acopladas)

$$\frac{du}{dt} = 2\Omega v, \quad (3.36)$$

$$\frac{dv}{dt} = -2\Omega u. \quad (3.37)$$

Para resolver el sistema de ecuaciones, se deriva la ec. (3.36)

$$\frac{d^2 u}{dt^2} = 2\Omega \frac{dv}{dt}, \quad (3.38)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{1}{2\Omega} \frac{d^2 u}{dt^2} \quad (3.39)$$

y la derivada se sustituye en la ec. (3.37)

$$\frac{d^2 u}{dt^2} + 4\Omega^2 u = 0. \quad (3.40)$$

La ec. (3.40) es del tipo oscilador armónico, cuya solución para u es

$$u(t) = C \cos(2\Omega t + \phi). \quad (3.41)$$

La solución para v es

$$v(t) = -C \sin(2\Omega t + \phi). \quad (3.42)$$

Se eligen como condiciones iniciales para la partícula $u(0) = 0$, $v(0) = v_0$, partiendo desde el origen, se sustituyen en las ec. (3.41) y (3.42) para obtener

$$u(t) = v_0 \sin(2\Omega t), \quad (3.43)$$

$$v(t) = v_0 \cos(2\Omega t). \quad (3.44)$$

Dado que

$$u = dx/dt,$$

$$v = dy/dt.$$

Sean las condiciones iniciales para la partícula $x(0) = 0$, $y(0) = 0$, partiendo desde el origen; se integra la velocidad u , Ec. (3.43), para encontrar la posición x y se integra la velocidad v , Ec. (3.44), para encontrar la posición y :

$$x(t) = \frac{v_0}{2\Omega} (1 - \cos 2\Omega t), \quad (3.45)$$

$$y(t) = \frac{v_0}{2\Omega} \sin 2\Omega t. \quad (3.46)$$

La trayectoria de la partícula vista en el sistema que rota, en el cual sólo está presente la fuerza de Coriolis, es una circunferencia (Figura 3.4). Ese es el efecto de la fuerza de Coriolis cuando es la única fuerza en el sistema considerado. Para que

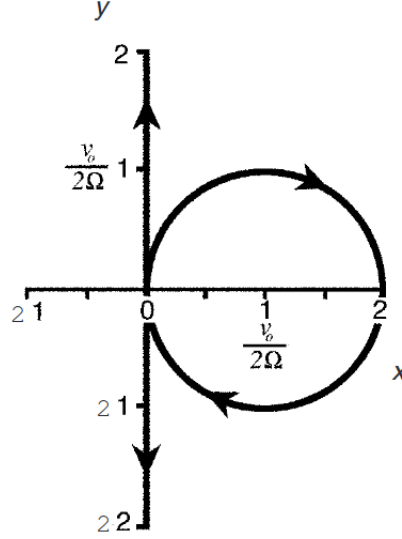


Figura 3.4. Trayectoria teórica del disco durante un período completo de rotación de la mesa de superficie parabólica, $2\pi/\Omega$, en el marco inercial (línea recta) y en el marco de rotación (círculo). Se lanza la esfera desde el origen del sistema de coordenadas $x(0) = 0; y(0) = 0$ (en el centro de la parábola giratoria) con velocidad $u(0) = 0; v(0) = v_0$. Los ejes horizontales están en unidades de $v_0/2\Omega$. Fuente: [7]

la trayectoria de la partícula sea curva, la aceleración de Coriolis es perpendicular en cada momento, porque es el producto cruz entre la velocidad angular Ω y la velocidad \mathbf{u} . La fuerza de Coriolis funciona como fuerza centrípeta que apunta hacia el centro de esta trayectoria y mantiene la trayectoria circular en este caso. En la práctica, afectan la fuerza de Coriolis más otras fuerzas, entonces la trayectoria de las partículas de viento no van a ser circunferencias.

Se puede resolver la ecuación del movimiento en el sistema inercial y la plataforma girando con la partícula moviéndose sobre ella. Para resolver las ecuaciones de movimiento en el sistema inercial, se deben transformar las aceleraciones desde el sistema inercial al sistema que rota y para eso se emplea la fórmula

$$\left(\frac{D\mathbf{u}_{in}}{Dt} \right)_{rot} = \left(\frac{D\mathbf{u}_{rot}}{Dt} \right)_{rot} + 2\Omega \times \mathbf{u}_{rot} + \Omega \times \Omega \times \mathbf{r}. \quad (3.47)$$

Se utilizará la ecuación del movimiento en el sistema que rota para obtener la aceleración en ese sistema. Se sustituye la ec. (3.48) en la ec. (3.47),

$$\left(\frac{D\mathbf{u}_{rot}}{Dt} \right)_{rot} = -2\Omega \times \mathbf{u}_{rot}, \quad (3.48)$$

y se obtiene

$$\left(\frac{D\mathbf{u}_{in}}{Dt} \right)_{in} = \boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}, \quad (3.49)$$

donde $\boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}$ es la fuerza centrífuga. Para calcular $\boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}$, se considera el vector posición $\mathbf{r} = (x, y, 0)$ y la velocidad angular $\boldsymbol{\Omega} = (0, 0, \Omega)$. Se procede a calcular el primer producto cruz:

$$\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r} = (0, 0, \Omega) \times (x, y, 0) = (-\Omega y, -\Omega x, 0).$$

Para el segundo producto cruz se obtiene

$$\boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r} = (0, 0, \Omega) \times (-\Omega y, -\Omega x, 0) = (-\Omega^2 x, -\Omega^2 y, 0). \quad (3.50)$$

Ahora se iguala el resultado de (3.50) con las componentes de la ec. (3.49), de manera que se obtienen dos ecuaciones para \mathbf{U}_{in}

$$\frac{du_{in}}{dt} = -\Omega^2 x, \quad (3.51)$$

$$\frac{dv_{in}}{dt} = -\Omega^2 y. \quad (3.52)$$

Nótese que (3.51) y (3.52) no conforman un sistema de ecuaciones, cada ecuación se puede resolver inmediatamente porque las variables no están acopladas en esas ecuaciones. En términos de la posición,

$$u_{in} = dx/dt,$$

$$v_{in} = dy/dt.$$

(3.51) y (3.52) pueden replantearse como

$$\frac{d^2 x_{in}}{dt^2} + \Omega^2 x = 0, \quad (3.53)$$

$$\frac{d^2 y_{in}}{dt^2} + \Omega^2 y = 0. \quad (3.54)$$

Para las mismas condiciones iniciales $u(0) = 0$, $v(0) = v_0$ y para la posición $x(0) = 0$, $y(0) = 0$, es decir, la partícula parte del origen. Cuando se sustituyen esas condiciones en la solución de las ec. (3.53) y (3.54), queda que en x ,

$$u_{in}(t) = 0, \quad (3.55)$$

$$x_{in}(t) = 0. \quad (3.56)$$

En el sistema inercial, no hay ningún movimiento; mientras que para y

$$v_{in}(t) = v_0 \cos \Omega t, \quad (3.57)$$

$$y_{in}(t) = \frac{v_0}{\Omega} \cos \Omega t. \quad (3.58)$$

Ahora se pueden comparar las ec. (3.57) y (3.58) con las ecuaciones del sistema que rota

$$x_{rot}(t) = \frac{v_0}{2\Omega} (1 - \cos 2\Omega t), \quad (3.59)$$

$$y_{rot}(t) = \frac{v_0}{2\Omega} (\sin 2\Omega t). \quad (3.60)$$

En el sistema que rota, se determinó que la trayectoria es una circunferencia; mientras que en el sistema inercial, la trayectoria es simplemente una oscilación en la coordenada y , porque no hay movimiento en x , es decir, en el sistema inercial no hay circunferencias. El único movimiento es un movimiento de oscilación en el eje y . En el sistema que rota, la frecuencia de oscilación es 2Ω ; en el sistema inercial, es simplemente Ω .

3.4. Ecuación de fluidos en la superficie terrestre

Se pretende adaptar las ecuaciones de un fluido a la superficie del planeta Tierra. La fuerza de Coriolis es el producto cruz entre el vector de velocidad angular $\mathbf{\Omega}$ y el vector de velocidad del viento \mathbf{u}_{rot} visto desde el sistema que rota:

$$-2\mathbf{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot}.$$

La Figura 3.5 se representa cómo se orientan los ejes x, y, z . En un punto cualquiera del planeta Tierra, el eje z es la altura perpendicular sobre la superficie; la coordenada x apunta en la dirección Este y la coordenada y apunta hacia el Norte. Para que esto funcione es necesario escribir el vector de velocidad angular $\mathbf{\Omega}$ en términos de esas coordenadas. El vector de velocidad del viento \mathbf{u}_{rot} tiene componente en la dirección x , en la dirección y y en la dirección vertical z . El producto cruz en componentes se plantea de la manera siguiente

$$\mathbf{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot} = (0, \Omega \cos \phi, \Omega \sin \phi) \times (u, v, w),$$

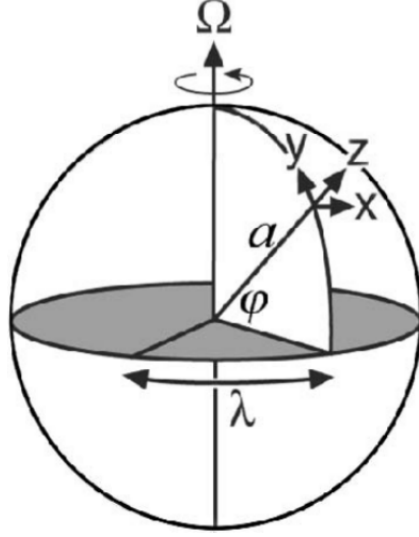


Figura 3.5. En la latitud ϕ y longitud λ , se define un sistema de coordenadas local tal que las tres coordenadas en las direcciones (x, y, z) apuntan (hacia el este, hacia el norte, hacia arriba): $dx = a \cos \phi d\lambda$; $dy = a d\phi$; $dz = dz$, donde a es el radio de la Tierra. La velocidad es $\mathbf{u} = (u, v, w)$ en las direcciones (x, y, z) . Fuente: [7]

y queda

$$\mathbf{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot} = (w\Omega \cos \phi - v\Omega \sin \phi, u\Omega \sin \phi, -u\Omega \cos \phi). \quad (3.61)$$

La ec. (3.61) significa que la fuerza de Coriolis tiene componentes en las direcciones x, y y z . La ec. (3.61) se puede simplificar para este análisis, cuando se considera que la componente z de la fuerza de Coriolis es despreciable si $u\Omega \ll g, \sim 10^{-4}$. Además, si se considera que en general $w\Omega \ll u, v$; por lo tanto queda [7]

$$2\mathbf{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot} \simeq (-2v\Omega \sin \phi, 2u\Omega \sin \phi, 0). \quad (3.62)$$

Conviene factorizar $2\Omega \sin \phi$ en la ec. (3.62) para reescribirla de forma más sencilla

$$\begin{aligned} 2\mathbf{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot} &= 2\Omega \sin \phi (-v, u, 0) \\ &= 2\Omega \sin \phi \hat{\mathbf{z}} \times \mathbf{u} \\ &= f \hat{\mathbf{z}} \times \mathbf{u}, \end{aligned}$$

donde $f = 2\Omega \sin \phi$ [7]. f se denomina parámetro de Coriolis y denota el efecto de la fuerza de Coriolis en un lugar determinado. Por el ángulo ϕ , con f se justifica que el efecto de la fuerza de Coriolis es máximo en el polo Norte o en el polo Sur, y cero en el Ecuador del planeta Tierra. $\Omega \sin \phi$ es la componente vertical, única que

importa debido al poco grosor de la atmósfera.

Ahora se juntan la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga en una sola expresión. De la ecuación original del movimiento

$$\left(\frac{D\mathbf{u}_{rot}}{Dt} \right)_{rot} + \frac{1}{\rho} \nabla p + g\hat{\mathbf{z}} = \mathcal{F} - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}_{rot} - \boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}, \quad (3.63)$$

se reescribe

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} + \frac{1}{\rho} \nabla p + \nabla \Phi + f\hat{\mathbf{z}} \times \mathbf{u} = \mathcal{F}. \quad (3.64)$$

Se quita *rot* porque se sobreentiende el uso del sistema que rota. El término de presión queda igual. Se agrupan la fuerza de gravedad y la fuerza centrífuga en un solo término, es decir, en el gradiente del potencial gravitacional efectivo $\nabla \Phi$; en Φ se incluyen la gravedad y la fuerza centrífuga. Luego, se emplea el parámetro de Coriolis junto al producto cruz $\hat{\mathbf{z}} \times \mathbf{u}$ para representar la fuerza de Coriolis [7]. El vector de fuerza de fricción \mathcal{F} queda de la misma manera. La ec. (3.64) en componentes es

$$\frac{Du}{Dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - fv = \mathcal{F}_x, \quad (3.65)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + fu = \mathcal{F}_y, \quad (3.66)$$

$$\frac{Dw}{Dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = \mathcal{F}_z. \quad (3.67)$$

La ec. (3.67) se puede simplificar tomando en cuenta que la componente vertical el viento w es pequeña y sus derivadas son pequeñas. También se puede despreciar la fricción en z porque el origen de esta fricción es el roce que hay entre el fluido horizontal del viento y la superficie de la Tierra; entonces, esta fricción no existe más allá de aproximadamente un kilómetro sobre la superficie de la Tierra. Sólo quedan dos términos que representan la condición de equilibrio hidrostático [7]:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = 0. \quad (3.68)$$

La ecuación de movimiento de los fluidos de la atmósfera en z es básicamente equilibrio hidrostático.

4. Modelo Climático Regional RegCM

El modelo RegCM puede ser utilizado libremente para fines científicos en física atmosférica, por su carácter comunitario. Esa naturaleza permite que su código sea público, abierto, de fácil uso, modificable y adaptable a los procesos de estudio en la investigación de fenómenos atmosféricos [4]. El Centro Internacional Abdus Salam de Física Teórica (ICTP, por sus siglas en inglés), uno de los colaboradores y participantes del Modelo Climático Regional, fomenta el crecimiento de estudios e investigaciones avanzadas en los países en vías de desarrollo.

El modelo RegCM relaciona las interacciones atmosféricas con diferentes componentes de la Tierra. Los componentes del modelo son básicamente: Terrain, ICBC, RegCM y Postprocessor. Sus variables terrestres o Terrain (tales como la elevación, tipo de suelo y temperatura de la superficie del mar) se interpolan horizontalmente a partir de una malla de latitud y longitud a un dominio de alta resolución en una Proyección Rotada Mercator, entre otras proyecciones geográficas. El modelo también emplea una interpolación vertical desde los niveles de presión al sistema de coordenadas verticales σ , exclusivas del RegCM [4].

El sistema de modelización del RegCM suele obtener y analizar sus datos en superficies de presión, pero interpoladas a la coordenada vertical del modelo antes de introducirlas en él. El núcleo hidrostático utiliza una coordenada σ adimensional para definir los niveles del modelo, donde p es la presión, p_t es una presión tope constante específica y p_s es la presión superficial. [4] El nivel σ es:

$$\sigma = \frac{(p - p_t)}{(p_s - p_t)}. \quad (4.1)$$

De la ec. (4.1) y de la Figura 4.1, se observa que σ es cero en el tope y uno en la superficie, y que cada nivel del modelo está definido por un solo valor de σ . La resolución vertical del modelo está definida por una lista de valores entre cero y uno, no necesariamente espaciados de manera uniforme. Comúnmente, la resolución en la capa frontera es más fina a la de la capa superior de la atmósfera [4].

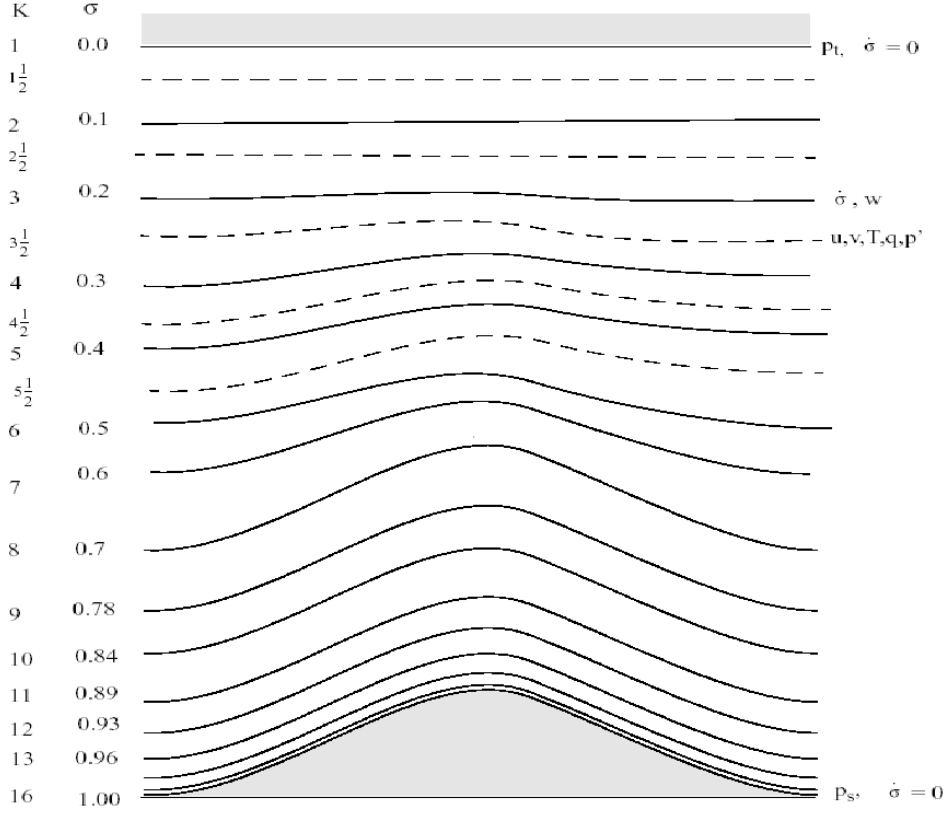


Figura 4.1. Representación esquemática de la estructura vertical del modelo, para 16 capas verticales. Las líneas discontinuas representan niveles de sigma medio y las líneas sólidas, niveles sigma enteros. Fuente: [4]

En el caso del núcleo no hidrostático, se emplea una coordenada adimensional similar, pero se define completamente a partir de la presión de referencia. Con base en un perfil atmosférico de referencia:

$$p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t), \quad (4.2)$$

$$T(x, y, z, t) = T_0(z) + T'(x, y, z, t), \quad (4.3)$$

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t), \quad (4.4)$$

donde p' , T' y ρ' son cambios de presión p , temperatura T y densidad atmosférica ρ respectivamente, en sus cuatro dimensiones (x, y, z, t) ; la coordenada vertical sigma se define como:

$$\sigma = \frac{(p_0 - p_t)}{(p_s - p_t)} \quad (4.5)$$

donde p_s es la presión superficial, p_t es una presión tope constante específica y p_0 es el perfil de presión de referencia [4].

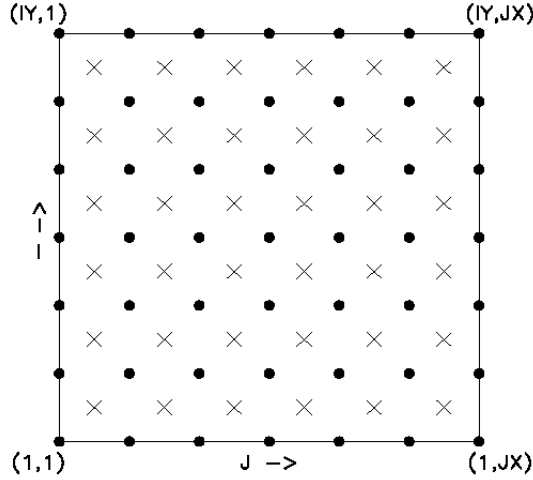


Figura 4.2. La representación esquemática de la rejilla horizontal del tipo Arakawa B, ubica las coordenadas punto y cruz. Fuente: [4]

La malla horizontal es del tipo Arakawa-Lamb B-staggering de las variables de velocidad con respecto a las variables escalares, mostrado en la Figura 4.2, donde puede verse que los escalares (T , q , p , etc.) se definen en el centro del cuadro de la cuadrícula, indicados con cruces; mientras que las componentes de velocidad hacia el este (u) y hacia el norte (v) se colocan en las esquinas, indicadas con puntos. Cuando se introducen los datos en el modelo, los preprocesadores realizan la interpolación necesaria para garantizar la coherencia con la cuadrícula [4].

Cada cantidad mencionada anteriormente está definida en el centro de cada capa vertical del modelo, denominadas medios niveles y representadas por las líneas discontinuas en la Figura 4.1. La componente vertical de la velocidad del viento w se define en los niveles enteros (líneas sólidas) [4].

El sistema del modelo cuenta con cuatro opciones para proyección cartográfica: Lambert Conforme, adecuada para las latitudes medias; la Polar Estereográfica para latitudes altas; la Mercator Normal para latitudes bajas y la Mercator Rotada para una elección adicional. Las direcciones x y y en el modelo corresponden con el oeste-este y el norte-sur solo en la proyección Mercator Normal, y por lo tanto el viento observado tiene que ser rotado a la cuadrícula del modelo, y las componentes u y v del modelo deben rotarse antes de compararlas con datos observados. Estas transformaciones se consideran en los preprocesadores del modelo que proporcionan los datos en la cuadrícula [4].

4.1. Ecuaciones del Modelo Climático Regional RegCM

El modelo RegCM resuelve un conjunto de ecuaciones dinámicas primitivas que describen el movimiento atmosférico, con parametrizaciones para los procesos físicos según: humedad (nubes y precipitación), convección, difusión turbulenta, entre otros. Las ecuaciones dinámicas se discretizan mediante diferencias finitas en una malla de cálculo tridimensional con resolución horizontal fija y coordenadas verticales sobre el terreno. [4]

El modelo tiene dos núcleos (solucionadores) dinámicos con ecuaciones y variables diferentes para el pronóstico del estado atmosférico: un núcleo de ecuaciones hidrostáticas y un núcleo de ecuaciones no hidrostáticas. [4]

4.1.1. Núcleo dinámico hidrostático

4.1.1.1. Ecuaciones de Momento Horizontal

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial p^* u u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v u / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (4.6)$$

$$\begin{aligned} & -m p^* \left[\frac{\sigma}{\rho} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \right] + p^* f v + F_H u + F_V u \\ \frac{\partial p^* v}{\partial t} &= -m^2 \left[\frac{\partial p^* u v / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (4.7) \\ & -m p^* \left[\frac{\sigma}{\rho} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \right] + p^* f u + F_H v + F_V v \end{aligned}$$

donde u y v son las componentes este y norte de la velocidad, ϕ es la altura geopotencial, f es el parámetro de Coriolis, m es el factor de escala del mapa para la proyección elegida, y F_H y F_V representan los efectos de la difusión horizontal y vertical, y $p^* = p_s - p_t$, es decir, la diferencia entre la presión superior de la superficie y del modelo. [4]

En las ec. (4.6) y (4.7), $\dot{\sigma}$ es la derivada de la coordenada vertical σ en el tiempo t :

$$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}. \quad (4.8)$$

Además, dado T_v como la temperatura virtual:

$$T_v = T(1 + 0.608Q_v) \quad (4.9)$$

entonces

$$\frac{\sigma}{\rho} = \frac{RT_v}{(p^* + p_t/\sigma)} \quad (4.10)$$

con R la constante del gas para el aire seco. [4]

4.1.1.2. Ecuaciones de continuidad y Sigma ($\dot{\sigma}$)

La presión superficial se calcula a partir de la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma}. \quad (4.11)$$

La integral vertical de la ec. (4.11) se utiliza para calcular la variación temporal de la presión superficial en el modelo,

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left[\frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right] d\sigma. \quad (4.12)$$

La tendencia de la presión superficial de (4.12) se utiliza entonces con la integral vertical de (4.11) para calcular la velocidad vertical en coordenadas sigma ($\dot{\sigma}$) en cada en cada nivel del modelo:

$$\dot{\sigma} = -\frac{1}{p^*} \int_0^\sigma \left[\frac{\partial p^*}{\partial t} + m^2 \left(\frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right) \right] d\sigma' \quad (4.13)$$

donde σ' es una variable ficticia de integración y $\dot{\sigma}(\sigma = 0) = 0$, $\dot{\sigma}(\sigma = 1) = 0$ [4].

4.1.1.3. Ecuación hidrostática

La ecuación hidrostática se utiliza para calcular las alturas geopotenciales a partir de la temperatura virtual T_v ,

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + p_t/p^*)} = -RT_v \left[1 + \frac{\sum q_x}{1 + q_v} \right]^{-1} \quad (4.14)$$

donde $T_v = T(1 + 0.608q_v)$; q_v es la relación de mezcla del vapor de agua y q_x son las relaciones de mezcla de todas las especies de agua condensada [4].

4.1.2. Núcleo dinámico no hidrostático

4.1.2.1. Ecuaciones del modelo

Al ser p^* constante en el tiempo, la ecuación de continuidad ya no se aplica en el núcleo no hidrostático, por lo que el término DIV aparece en las ec. (4.15) a (4.19) [4]:

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial p^* u u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v u / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + u DIV \quad (4.15)$$

$$\begin{aligned} & - \frac{m p^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] + p^* f v - p^* e w \cos \theta + D_u \\ \frac{\partial p^* v}{\partial t} &= -m^2 \left[\frac{\partial p^* u v / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + v DIV \end{aligned} \quad (4.16)$$

$$\begin{aligned} & - \frac{m p^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] - p^* f u + p^* e w \sin \theta + D_v \\ \frac{\partial p^* w}{\partial t} &= -m^2 \left[\frac{\partial p^* u w / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v w / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* w \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + w DIV \end{aligned} \quad (4.17)$$

$$\begin{aligned} & + p^* g \frac{\rho_0}{\rho} \left[\frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{T'_v}{T} - \frac{T_0 p'}{T p_0} \right] - p^* g [(q_c + q_r)] \\ & + p^* e (u \cos \theta - v \sin \theta) + D_w \\ \frac{\partial p^* p'}{\partial t} &= -m^2 \left[\frac{\partial p^* u p' / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v p' / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* p' \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + p' DIV \end{aligned} \quad (4.18)$$

$$\begin{aligned} & - m^2 p^* \gamma p \left[\frac{\partial u / m}{\partial x} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v / m}{\partial y} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] \\ & + \rho_0 g \gamma p \frac{\partial w}{\partial \sigma} + p^* \rho_0 g w \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* T}{\partial t} &= -m^2 \left[\frac{\partial p^* u T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v T / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + T DIV \\ & + \frac{1}{\rho c_p} \left[p^* \frac{D p'}{D t} - \rho_0 g p^* w - D_{p'} \right] + p^* \frac{\dot{Q}}{c_p} + D_T \end{aligned} \quad (4.19)$$

donde:

$$DIV = m^2 \left[\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right] + \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (4.20)$$

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \quad (4.21)$$

$$\tan \theta = -\cos \phi \frac{\partial \lambda / \partial y}{\partial \phi / \partial x} \quad (4.22)$$

$$\phi = \textit{latitud}$$

$$\lambda = \textit{longitud}$$

$$\gamma = c_p / c_v \quad (4.23)$$

4.2. Parametrizaciones físicas

4.2.1. Modelos de superficie terrestre

BATS (por sus siglas en inglés, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme): es un paquete de superficie diseñado para describir el papel de la vegetación y la humedad del suelo en los intercambios de energía y vapor de agua que puedan ocurrir entre las superficie y la atmósfera [4]. Los cálculos de la hidrología del suelo de este modelo incluyen ecuaciones predictivas para el contenido de agua de las capas del suelo. Sus ecuaciones tienen en cuenta las precipitaciones, el derretimiento de la nieve, el goteo del follaje, la evapotranspiración, la escorrentía superficial, la infiltración por debajo de la zona radicular y el intercambio difusivo de agua entre las capas del suelo.

CLM (por sus siglas en inglés, Community Land Model). La versión 3.5 del CLM brinda al RegCM una superficie detallada terrestre, incluyendo capas de suelo, vegetación, agua y nieve, para tener en cuenta la complejidad de la superficie terrestre dentro de una celda de un modelo climático. Varios archivos de entrada y procesos fueron modificados para hacer del CLM algo más apropiado para para simulaciones regionales, incluyendo (1) el uso de datos de entrada de alta resolución, (2) la inicialización de la humedad del suelo, y (3) un tratamiento mejorado de las celdas de la red a lo largo de las costas [4].

4.2.2. Esquema de la Capa Límite Planetaria -CLP-

4.2.2.1. Holtslag CLP

El esquema de capa límite planetaria de Holtslag implica flujos contragradientes resultantes de remolinos a gran escala en una atmósfera inestable y bien mezclada. El flujo vertical de remolinos dentro de la CLP viene dado por

$$F_c = -K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) \quad (4.24)$$

donde γ_c es un término de transporte “contragradiente” que describe transporte no local debido a la convección profunda seca.

4.2.3. Esquemas de precipitación convectiva

La precipitación convectiva se calcula mediante uno de los tres esquemas:

1. **Esquema Kuo:** La actividad convectiva en este esquema inicia cuando la convergencia de humedad M en una columna supera un umbral dado y el sondeo vertical es convectivamente inestable. Una fracción de la convergencia de humedad β humedece la columna y el resto se convierte en lluvia P^{CU} , según la siguiente relación [4]:

$$P^{CU} = M(1 - \beta). \quad (4.25)$$

β es una función de la humedad relativa media \overline{RH} del sondeo:

$$\beta = \left\{ \begin{array}{ll} 2(1 - \overline{RH}) & \overline{RH} \geq 0.5 \\ 1.0 & \text{en otro caso} \end{array} \right\}. \quad (4.26)$$

2. **Esquema Grell:** Este esquema considera las nubes en dos estados: una corriente ascendente y una corriente descendente. El esquema Grell inicia cuando una parcela elevada obtiene la convección húmeda. La condensación en la corriente ascendente se calcula levantando una parcela saturada. La relación entre el flujo de masa de la corriente descendente (m_0) y el flujo de masa de la corriente ascendente (m_b) es directamente proporcional, según [4]:

$$m_0 = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b \quad (4.27)$$

donde I_1 es la condensación normalizada de la corriente ascendente, I_2 es la evaporación normalizada de la corriente descendente y β es la fracción de condensación ascendente que se reevapora en la corriente descendente. La precipitación está dada por

$$P^{CU} = I_1 m_b (1 - \beta). \quad (4.28)$$

3. **Esquema MIT-Emanuel:** El esquema considera que la mezcla en las nubes es altamente episódica e inhomogénea. La convección inicia cuando el nivel de una parcela es mayor que el de la base de la nube. Entre estos dos niveles, el aire se eleva y una fracción de la humedad condensada forma la precipitación, mientras que la fracción restante forma la nube [4]. Se supone que la nube se mezcla con el aire del entorno. Las tasas de arrastre y desarraastre de la mezcla son funciones de los gradientes verticales de flotabilidad en las nubes.

4.2.4. Esquema de precipitación a gran escala

El Esquema de Subred de Humedad Explícita (SUBEX, por sus siglas en inglés Subgrid Explicit Moisture Scheme) se utiliza para manejar las nubes no convectivas y la precipitación resuelta por el modelo. La precipitación P se forma cuando el contenido de agua de las nubes supera el umbral de autoconversión umbral Q_c^{th} según la siguiente relación:

$$P = C_{ppt}(Q_c/FC - Q_c^{th})FC \quad (4.29)$$

donde $1/C_{ppt}$ puede considerarse el tiempo característico para el que las gotas de las nubes se convierten en gotas de lluvia. FC es la fracción de la red cubierta por nubes [4].

El umbral se obtiene escalando la ecuación del contenido medio de agua líquida de las nubes de acuerdo con lo siguiente:

$$Q_c^{th} = C_{acs}10^{-0.49+0.013T} \quad (4.30)$$

donde T es la temperatura en grados Celsius, y C_{acs} es el factor de escala de autoconversión [4].

5. Resultados

A través de este proyecto, se determinó el efecto cuantitativo de la topografía del territorio en la distribución de lluvias conocida como canícula. La canícula es una disminución en la cantidad de precipitación durante la época lluviosa. Usualmente las lluvia empiezan en mayo, luego ocurre este período de disminución de lluvia aproximadamente durante julio y agosto, recobrando su intensidad en septiembre y octubre, que es cuando termina la temporada de lluvias. La canícula es un fenómeno que ha sido estudiado por diferentes autores. Se han propuesto varios mecanismos para explicar su aparición pero todavía no hay una respuesta definitiva.

Uno de los factores que influye en los patrones de distribución de lluvia es la orografía o topografía del terreno. Guatemala es un territorio con varias cadenas montañosas que crean diferentes micro climas y que modulan las corrientes de viento y la distribución de la humedad.

La forma en que se investigó la influencia cuantitativa que la topografía tiene sobre la distribución anual de lluvias, fue realizando simulaciones numéricas sobre un dominio que abarca el territorio guatemalteco, mediante el modelo climático RegCM, con el que se redujo la altura de todo el territorio de forma proporcional, es decir, multiplicando la altura real por una fracción entre cero y uno. Esto se realizó para diferentes fracciones de la altura original y en cada corrida se estudió la distribución resultante de lluvias.

Se ha puesto a prueba el efecto que la orografía y sus cambios de altura pueden tener en la canícula. Por las condiciones que implica la experimentación simulada bajo cambios de altura regional durante 1991, este estudio puede relacionarse con el contexto orográfico y su incidencia en la canícula guatemalteca. Los resultados de la experimentación simulada permiten comprobar e inferir si la orografía es una causa de la canícula en el país y si por la topografía se pronuncia más ese fenómeno en la precipitación de la región sur de Guatemala.

5.1. Experimentos numéricos

Se utilizó el modelo climático regional RegCM 4.7, desarrollado en el Centro Internacional de Física Teórica, ICTP. La forma en que se investigó fue realizando simulaciones numéricas sobre un dominio que abarca el territorio guatemalteco. Con base en los datos de reanálisis ERA Interim de 1991 y, como parte de los experimentos numéricos, se compararon promedios de precipitación semanal con variaciones de altura a lo largo del año en todo el dominio.

Se utilizó un dominio de 100×100 puntos horizontales y una resolución de 25 km. El dominio quedó centrado en la región guatemalteca.

5.2. Resultados obtenidos de RegCM

La Figura 5.1 representa la distribución de la precipitación total del año 1991, cuya unidad de medida es el milímetro (mm). La cantidad de precipitación más alta corresponde a los 8400 (mm), pero en una pequeña región guatemalteca. Mientras que la precipitación más extendida en el territorio nacional es de 2800 (mm). La

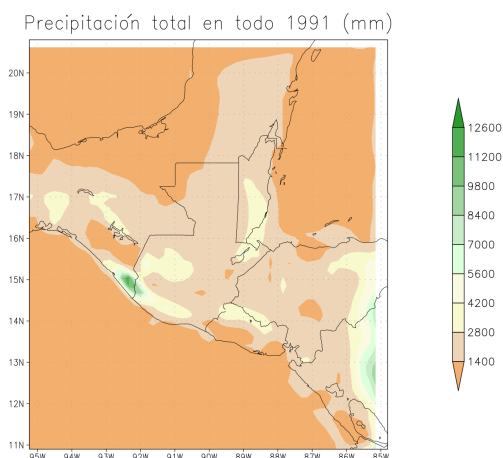


Figura 5.1. Precipitación total para 1991. La unidad de medida para la precipitación anual es el milímetro (mm). Fuente: Elaboración propia.

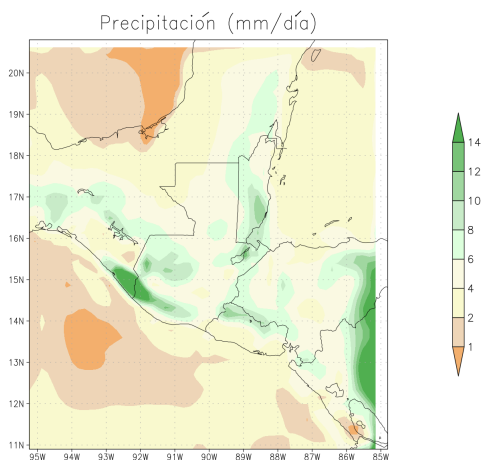


Figura 5.2. Precipitación promedio para 1991. La unidad de medida para la precipitación es milímetro por día (mm/día). Fuente: Elaboración propia.

Figura 5.2 representa la distribución de la precipitación promedio en el año 1991. La unidad de medida para las gráficas correspondientes a precipitación promedio entre los resultados es (mm/día), es decir, milímetro por día.

5.2.1. Cantidades en función del tiempo

- Precipitación semanal a lo largo del año en todo el dominio. (Figura 5.4)

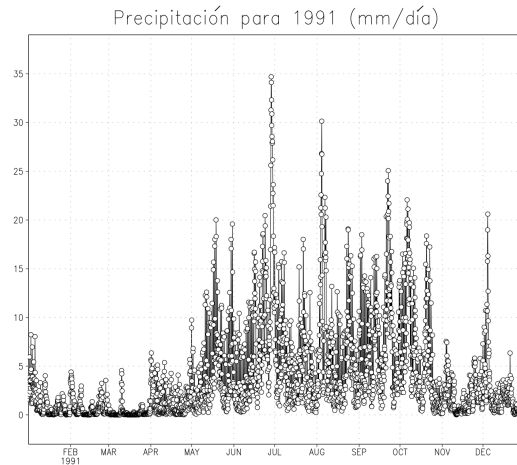


Figura 5.3. Precipitación promedio sobre toda el área en función del tiempo, 1991. La unidad de medida para la precipitación es milímetro por día (mm/día). Fuente: Elaboración propia.

A partir de los datos de la Figura 5.3, se generó un promedio semanal de datos para 1991 graficado en la Figura 5.4.

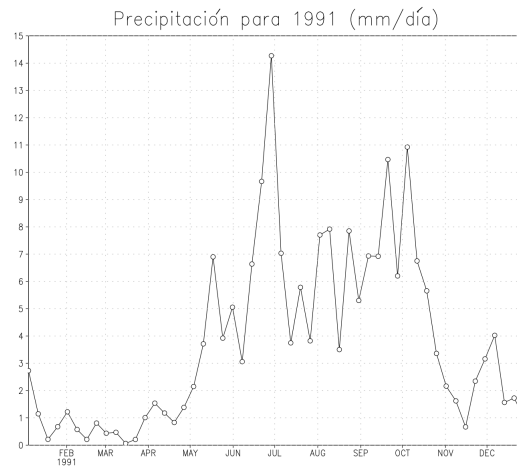


Figura 5.4. Precipitación promedio sobre toda el área en función del tiempo, con promedios semanales de datos, 1991. La unidad de medida para la precipitación es milímetro por día (mm/día). Fuente: Elaboración propia.

5.2.2. Cantidades promediadas en el tiempo en función de latitud y longitud

Se realizaron simulaciones para la precipitación en 1991 con la altura original del terreno y luego disminuyéndola al 80, 60, 40 y 20 %. Posteriormente, se multiplicó la altura en todo el dominio de la región guatemalteca para la simulación de precipitación a 200 % de la altura regional.

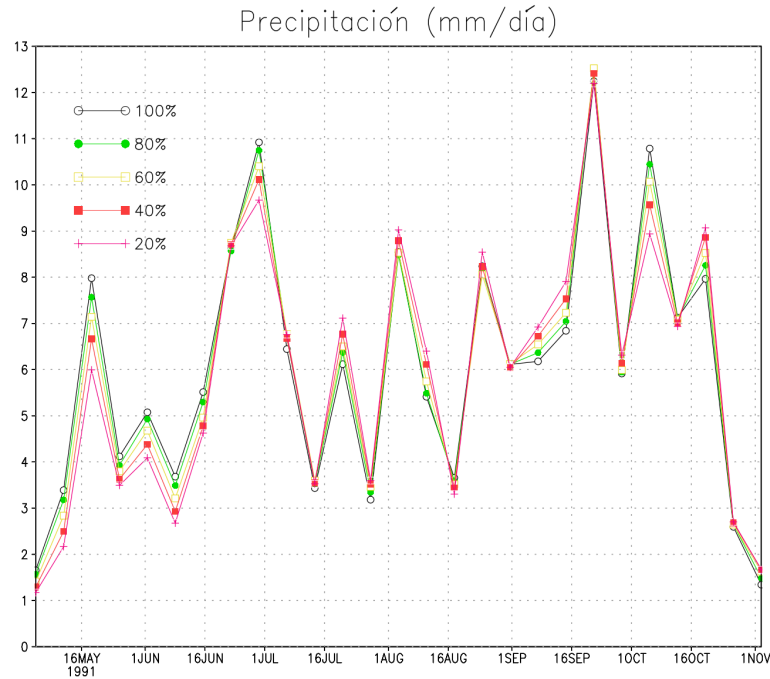


Figura 5.5. Gráfica: Precipitación *vs* Tiempo. Cada curva corresponde a un promedio de precipitación del año 1991, calculado sobre una fracción de altura distinta para el territorio guatemalteco: 100 %, 80 %, 60 %, 40 % y 20 % de altura regional conforme las curvas negra, verde, amarilla, roja y rosa, respectivamente. La unidad de medida para la precipitación es milímetro por día (mm/día). Fuente: Elaboración propia.

De la Figura 5.5, se tiene que:

- La curva negra corresponde al 100 % de altura del territorio guatemalteco.
- La curva verde corresponde al 80 % de altura del territorio.
- La curva amarilla corresponde al 60 % de altura.
- La curva roja corresponde al 40 % de altura territorial.
- La curva rosa corresponde al 20 % de altura.

Con base en la Figura 5.5, la canícula del año 1991 empieza días antes del 1 de julio y finaliza el 1 de septiembre. De la gráfica 5.5, se observa:

- Las diferentes curvas de precipitación tienen una tendencia al aumento, del 1 al 16 de mayo.
- Las curvas de precipitación disminuyen en general, del 16 mayo al 8 de junio aproximadamente.
- Desde el 8 de junio hasta aproximadamente el 1 de julio, la precipitación aumenta y las curvas se alinean en ese crecimiento.
- En el período de canícula, conforme la altura territorial disminuye, la precipitación aumenta. Esto se observa en la siguiente comparación: La amplitud de la curva rosa para una altura territorial del 20 % (una fracción pequeña) es mayor que la curva verde a una altura del 80 % del territorio nacional. De hecho, la posición de las curvas del 16 de mayo cambia aproximadamente el 24 de julio.
- Del 16 de julio al 10 de octubre aproximadamente ese efecto se mantiene, es decir, la amplitud de una curva de precipitación aumenta al reducir la altura territorial. Sobresale la curva rosa del 20 % de altura. Durante este período la precipitación es inversamente proporcional a la altura.
- Del 1 al 24 de septiembre se observa un crecimiento general de las curvas.
- La precipitación empieza a disminuir generalmente a partir del 24 de septiembre hacia el 1 de noviembre.
- Del 1 al 16 de octubre, la amplitud de las curvas vuelven a disminuir conforme la reducción de la altura (la precipitación es directamente proporcional a la altura).
- Del 12 de octubre aproximadamente al 1 de noviembre, la precipitación vuelve a ser inversamente proporcional a la altura.
- Del 24 de octubre aproximadamente al 1 de noviembre, la precipitación de las diferentes curvas decae casi a la misma razón de cambio, de tal forma que las curvas tienden a alinearse mientras la precipitación se reduce.

Por lo tanto, se observa un efecto oscilatorio en la proporcionalidad entre los cambios de altura y la precipitación, en la gráfica de la Figura 5.5. De acuerdo con la Figura 5.5, pese a que hubo reducción en la altura, las diferentes curvas de precipitación promedio mantuvieron los máximos característicos de precipitación en junio y en septiembre, en los extremos del período de la canícula.

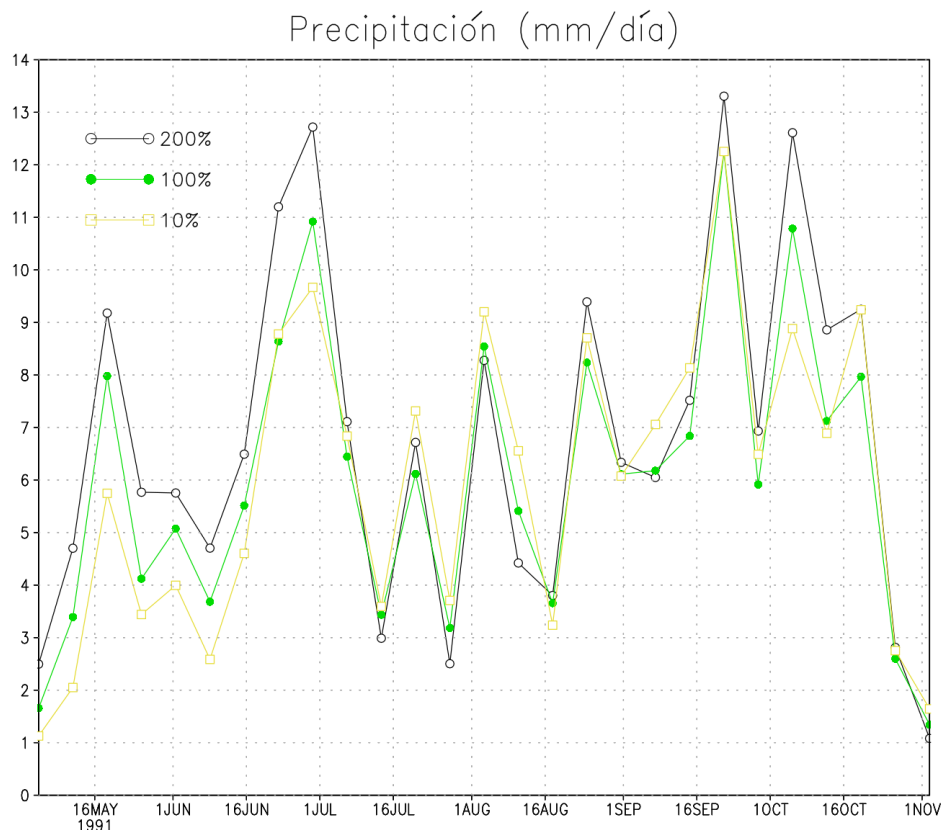


Figura 5.6. Precipitación a 200 %, 100 % y 10 % de altura regional conforme las curvas negra, verde y amarilla, respectivamente, para 1991. La unidad de medida para la precipitación es milímetro por día (mm/día). Fuente: Elaboración propia.

De la Figura 5.6, se tiene que:

- La curva negra corresponde al 200 % de altura del territorio guatemalteco.
- La curva verde corresponde al 100 % de altura.
- La curva amarilla corresponde al 10 % de altura territorial.

Con base en la Figura 5.6, la canícula del año 1991 empieza días antes del 1 de julio y finaliza el 1 de septiembre. De la gráfica 5.6, se observa:

- Del 1 de mayo al 16 de junio, las curvas de precipitación mantienen una posición directamente proporcional a la altura, quedando la curva de 200 % de altura regional sobre la curva de 100 % y esta a su vez sobre la del 10 % de altura.

- Las diferentes curvas de precipitación tienen una tendencia al aumento, del 1 al 16 de mayo.
- Las curvas de precipitación disminuyen en general, del 16 mayo al 8 de junio aproximadamente.
- Desde el 8 al 28 de junio aproximadamente, la precipitación aumenta. Del 16 al 24 de junio las curvas de 100 % y 10 % de altura se alinean en crecimiento, pero la curva del 200 % de altura se mantienen sobre las dos primeras curvas en este último período.
- En el período de canícula, del 16 de julio al 16 de agosto, la precipitación es mayor para la región con menor altura territorial (10 %) y se observa que la curva amarilla queda sobre las curvas al negra y verde. La precipitación al 200 % de altura regional es mayor que al 100 %, del 16 al 28 de julio, pero la precipitación al 100 % de altura regional es mayor que a 200 %, del 1 al 16 de julio. Se pueden comparar los máximos de las diferentes curvas el 18 de mayo y el 3 de agosto, se observa que la posición de las curvas se invierte, es decir, en la primera fecha, la posición ascendente es: amarillo, verde y negro; mientras que en la segunda fecha, ese mismo orden de apreciación es: negro, verde y amarillo. La única oportunidad en que la amplitud de precipitación a 200 % de altura queda bajo las otras dos curvas es el 3 de agosto aproximadamente, dentro del período de canícula; la precipitación a 200 % de altura tiene una tendencia a ser mayor que las precipitaciones a 100 % y 10 %. Del 28 de julio al 16 de agosto, la precipitación parece ser inversamente proporcional a la altura.
- Del 16 de julio al 10 de octubre aproximadamente, la amplitud de la curva de precipitación aumenta al reducir la altura territorial al 10 %, respecto de la altura original; la curva amarilla del 10 % de altura se mantiene sobre la curva del 100 % en este período. Esto puede apreciarse con mayor claridad en la Figura 5.6.
- Del 1 al 24 de septiembre se observa un crecimiento general de las curvas.
- Del 1 al 16 de octubre, la amplitud de las curvas vuelven ordenarse en función de la altura (la precipitación es directamente proporcional a la altura).
- Del 24 de octubre aproximadamente al 1 de noviembre, la precipitación de las diferentes curvas decae casi a la misma razón de cambio, de tal forma que las curvas tienden a alinearse mientras la precipitación se reduce.

De acuerdo con la Figura 5.6, pese a que hubo variaciones en la altura, las diferentes curvas de precipitación mantuvieron los máximos característicos de precipitación en junio y en septiembre, en los extremos del período de la canícula. Cabe resaltar que en tiempo de canícula predomina la precipitación a una altura de 10 %, en dos oportunidades se observa su curva sobre las curvas a otro porcentaje de altura; mientras que la curva al 200 % de altura se nota en una sola oportunidad sobre las otras dos curvas en el período de canícula.

En la Figura 5.6, se observa que en el período de canícula predomina la precipitación a una altura de 10 % sobre la precipitación al 100 % de altura regional.

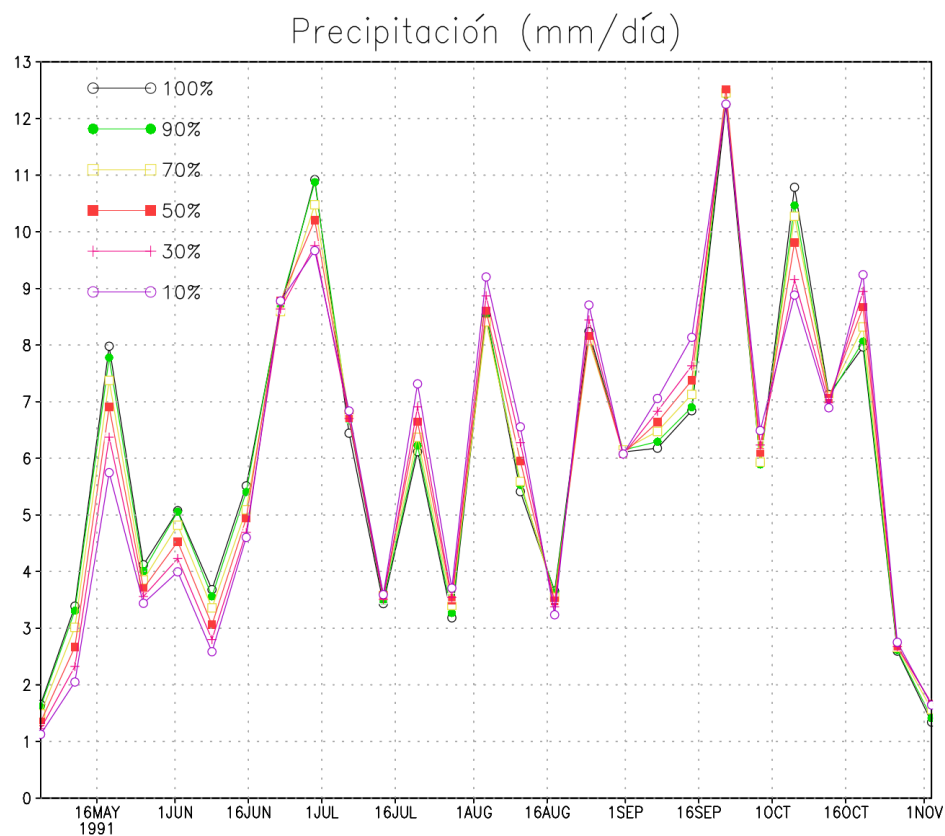


Figura 5.7. Precipitación a 100 %, 90 %, 70 %, 50 %, 30 % y 10 % de altura regional conforme las curvas negra, verde, amarilla, roja, rosa y lila, respectivamente, para 1991. La unidad de medida para la precipitación es milímetro por día (mm/día). Fuente: Elaboración propia.

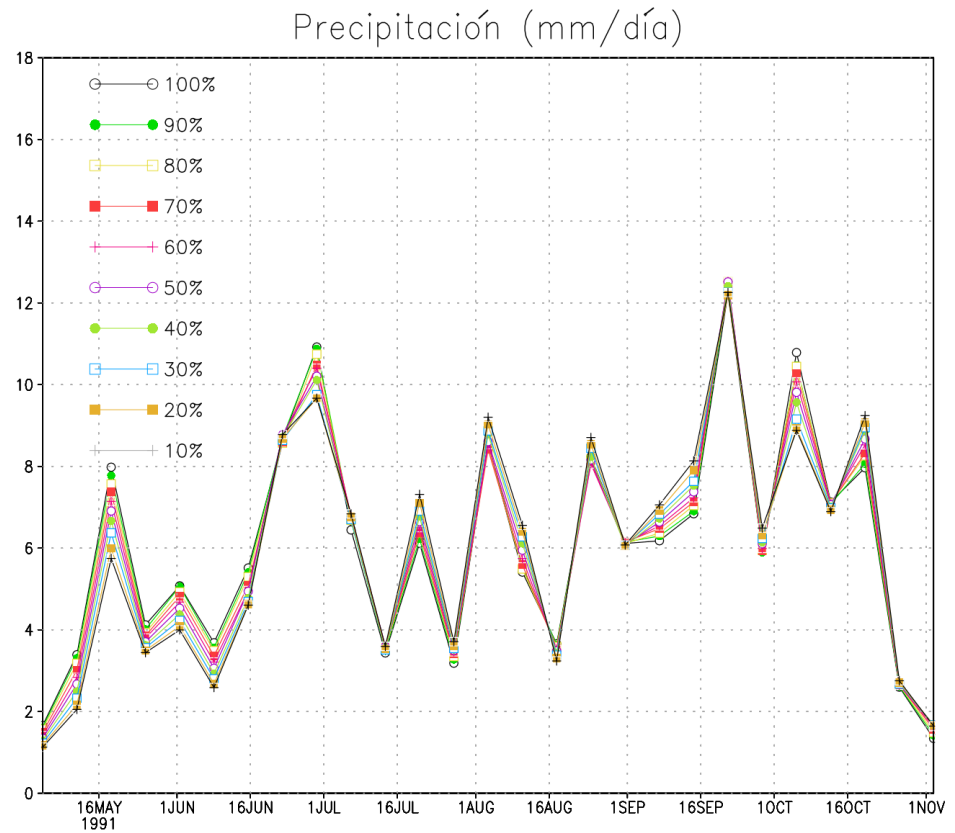


Figura 5.8. Precipitación a 100 %, 90 %, 80 %, 70 %, 60 %, 50 %, 40 %, 30 %, 20 % y 10 %, para 1991. La unidad de medida para la precipitación es milímetro por día (mm/día). Fuente: Elaboración propia.

6. Conclusiones

1. La altura de la topografía de Guatemala por sí sola afecta la canícula; con este estudio, se determinó que durante el período de canícula, la disminución en la altura territorial causa un incremento observable en la precipitación, lo que significa que la precipitación es inversamente proporcional a la altura.
2. La topografía en Centroamérica provoca naturalmente cierta resistencia en la circulación de la humedad, repele el viento húmedo, quedando cierta humedad acumulada en las montañas; pero acerca del incremento en la precipitación durante la canícula, al disminuir la altura al 20 %, se puede interpretar que con la reducción de la altura regional se generan condiciones que facilitan e incrementan la circulación de la humedad y en consecuencia, se incrementa la precipitación.
3. Solo en período de canícula, las curvas de precipitación a menor altura respecto del 100 % de altura sobre todo el dominio, cambian de posición; se observa una tendencia de la curva de precipitación a 100 % de altura, a quedar bajo las curvas de menor altura.
4. El aumento en la altura al 200 % en todo el dominio, aumentó la precipitación sobre la curva del 100 % de altura en la mayor parte del invierno, causando un efecto muy marcado a mediados de junio y principios de julio de 1991; pero durante los primeros 15 días de agosto de ese año, dentro del período de canícula, es la única oportunidad en que la precipitación a una altura de 100 % sobrepasa a menos de 1 (mm/día) la precipitación a 200 %.
5. Pese a que hubo reducción y aumento en la altura, las diferentes curvas de precipitación promedio mantuvieron los máximos característicos de precipitación en junio y en septiembre aproximadamente, conforme al período de la canícula; aunque el segundo máximo de precipitaciones, entre septiembre y octubre, es mayor que el primero.

Bibliografía

- [1] CONRED. *¿Qué es la canícula? Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres*. 2021. URL: <https://conred.gob.gt/que-es-la-canicula/> (visitado 11-02-2022).
- [2] FUNCAGUA. *Clima en Guatemala*. 2020. URL: <https://funcagua.org.gt/clima-en-guatemala/> (visitado 11-02-2022).
- [3] ICC. “Antecedentes de la canícula”. En: *Análisis de la canícula en el sur de Guatemala durante el 2019* 1 (jul. de 2019), pág. 4. URL: <https://bit.ly/3sHC1ci> (visitado 11-02-2022).
- [4] ICTP. *Regional Climate Model RegCM. Reference Manual*. Version 4.7. Trieste, Italy: The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, 2017.
- [5] INSIVUMEH. “Canícula”. En: *Boletín Agroclimático. Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología* 1 (mayo de 2019), págs. 4-5. URL: <https://bit.ly/3GX4q3l> (visitado 11-02-2022).
- [6] INSIVUMEH. *Volcanes de Guatemala. Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología*. 2018. URL: <http://www.insivumeh.gob.gt/geofisica/programa.htm> (visitado 11-02-2022).
- [7] Marshall J. y Plumb R. *Atmosphere, ocean and climate dynamics: an introductory text*. Vol. 21. USA: Academic Press, 2007.
- [8] Oliver J. *Encyclopedia of World Climatology. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Great Britain: Springer, 2005, págs. 183-186.
- [9] Mapes B.; Liu P. y Buenning N. “Indian monsoon onset and the Americas mid-summer drought: Out-of-equilibrium responses to smooth seasonal forcing.” En: *J. Climate*, 18 21 (abr. de 2005), págs. 1109-1115. DOI: 10.1175/JCLI-3310.1.
- [10] Wallace J.; Hobbs P. *Atmospheric science, an introductory survey. 2nd Ed.* USA: Elsevier, 2006.

- [11] K.R. Symon. *Mechanics*. Addison-Wesley series in physics. Addison-Wesley Publishing Company, 1971. ISBN: 9780201073928.
- [12] Shang-Ping Xie et al. “Influences of Atlantic Climate Change on the Tropical Pacific via the Central American Isthmus*”. En: *Journal of Climate - J CLIMATE* 21 (ago. de 2008). DOI: 10.1175/2008JCLI2231.1.

A. Anexos

A.1. cambiar-altura.sh

Este shell script cambia la altura a diferentes porcentajes (10% a 200%, por ejemplo) en todo el dominio.

```
1 #!/bin/bash
2 # Fraccion para reducir la altura. Numero en 0 y 1.
3 fraccion=0.3
4 # Recortamos un area alrededor de centroamerica. Esto lo hacemos
5 # para que la computadora no tenga problemas de memoria con el
   archivo
6 # original ya que es muy grande.
7 ncks -O -d lat,0.0,30.0 -d lon,-100.0,-70.0 GMTED_DEM_30s-original.
   nc temp1.nc
8 cat > calc.nco <<EOF
9 z=short(z*$fraccion);
10 EOF
11 # Multiplicamos la altura original por una fraccion
12 ncap2 -O -v -S calc.nco temp1.nc GMTED_DEM_30s.nc
13 rm temp1.nc
```

A.2. guate.in

Este script define las coordenadas del dominio: Guatemala.

```
1  &dimparam
2  iy      = 60,
3  jx      = 60,
4  kz      = 18,
5  nsg     = 1,
6  /
7  &geoparam
8  iproj = 'NORMER',
9  ds = 20.0,
10 ptop = 5.0,
11 clat = 16.0,
12 clon = -90.0,
13 plat = 45.39,
14 plon = 13.48,
15 truelatl = 30.0,
16 truelath = 60.0,
17 i_band = 0,
18 /
19 &terrainparam
20 domname = 'guate30',
21 lakedpth = .false.,
22 fudge_lnd = .false.,
23 fudge_lnd_s = .false.,
24 fudge_tex = .false.,
25 fudge_tex_s = .false.,
26 dirter = 'input',
27 inpter = '/media/usuario/Jbatz_externo/RegCM-4.7.1/REGCM_GLOBEDAT',
28 /
29 &debugparam
30 debug_level = 0,
31 /
32 &boundaryparam
33 nspgx = 12,
34 nspgd = 12,
35 /
36 &globdatparam
37 ibdyfrq = 6,
38 ssttyp = 'OI_WK',
39 dattyp = 'EIN15',
```



```

40 gdate1 = 1990010100,
41 gdate2 = 1991123100,
42 dirglob = 'input',
43 inpglob = '/media/usuario/Jbatz_externo/RegCM-4.7.1/REGCM_GLOBEDAT
    ',
44 /
45 &globwindow
46 lat0 = 0.0
47 lat1 = 0.0
48 lon0 = 0.0
49 lon1 = 0.0
50 /
51 &restartparam
52 ifrest = .false. ,
53 mdate0 = 1990010100,
54 mdate1 = 1990010100,
55 mdate2 = 1991123100,
56 /
57 &timeparam
58 dtrad = 30.,
59 dtabem = 18.,
60 dtsrf = 600.,
61 dt = 50.,
62 /
63 &outparam
64 ifsave = .true. ,
65 savfrq = 0.,
66 ifatm = .true. ,
67 atmfrq = 6.,
68 ifrad = .true. ,
69 radfrq = 6.,
70 ifsrf = .true. ,
71 ifsub = .true. ,
72 srffrq = 3.,
73 ifchem = .false.,
74 chemfrq = 6.,
75 dirout='output'
76 /
77 &physicsparam
78 iboudy = 5,
79 ibltyp = 1,
80 icup_lnd = 4,
81 icup_ocn = 4,

```

```

82  ipptls   =          1,
83  iocnflx  =          2,
84  ipgfg    =          0,
85  iemiss   =          0,
86  lakemod  =          0,
87  ichem    =          0,
88  scenario = 'A1B',
89  idcsst   = 0,
90  iseaice  = 0,
91  idesseas = 0,
92  iconvlp  = 0,
93  /
94  &subexparam
95  qck1land = .250E-03,
96  qck1oce  = .250E-03,
97  cevaplnd = .100E-02,
98  caccrlnd =      3.000,
99  !cftotmax =      0.75,
100 /
101 &grellparam
102 /
103 &emanparam
104 elcrit_ocn = 0.0011D0,
105 elcrit_lnd = 0.0011D0,
106 coeffr    = 1.0D0,
107 /
108 &holtslagparam
109 /
110 &clm_inparm
111 fpftcon = 'pft-physiology.c130503.nc',
112 fsnowoptics = 'snicar_optics_5bnd_c090915.nc',
113 fsnowaging = 'snicar_drdt_bst_fit_60_c070416.nc',
114 /
115 &clm_soilhydrology_inparm
116 /
117 &clm_hydrology1_inparm
118 /

```

A.3. precipitacion.sh

Este script toma el promedio de la variable precipitación en intervalos de 7 días durante los meses de la época de lluvia (mayo a noviembre). Se debe especificar el dominio, según la fracción de altura a la que corresponde la corrida, y el año a analizar.

```
1 #!/bin/bash
2
3
4 # Extraer la variable de precipitacion que nos interesa
5
6 # Nombre del dominio de la simulacion segun la fraccion de
7 # altura del terreno
8 domname=guate30
9
10 # Año a utilizar
11 year=1991
12
13 # Hacer un registro cada 7 dias: 8 registros diarios por 7 dias
14 nrecs=56
15
16 # Concatenar los meses de may, jun, jul, ago, sep, oct, nov
17 nccat -O -v pr ${domname}_SRF.${year}0{5,6,7,8,9}0100.nc ${
    domname}_SRF.${year}100100.nc temp01.nc
18
19
20 # Hacer un promedio por cada 7 dias
21 ncra -O --mro -v pr -d time,,, $nrecs, $nrecs temp01.nc precip-${
    domname}.nc
22
23
24 # Borrar archivo temporal
25 rm temp01.nc
```

A.4. plots.gs

Este grads script se utiliza para mapear la precipitación total del año 1991. Ver Figura 5.1.

```
1 'set grads off'
2 'set mpdset hires'
3 'set gxout shaded'
4
5 'open pr-tas-1991.nc.ctl'
6
7 'run colors.gs'
8 'set clevs 1400 2800 4200 5600 7000 8400 9800 11200 12600'
9 'set ccols 23 24 25 26 30 31 32 33 34 35 36'
10
11 *Se quiere obtener la precipitacion total en todo 1991.
12 'd sum(pr.1, t=1, t=2912)*3*3600'
13 'run cbarn.gs'
14
15 'draw title Precipitacion total en todo 1991 (mm)'
16
17 *Para que GrADS guarde la grafica en un formato apropiado solo
    debemos agregar la siguiente linea al final del script (y darle
    un ENTER al final!)
18 'printim pr-total-1991.png x1600 y1240 png white'
```

A.5. plots1991.gs

Este script calcula e imprime la precipitación promedio mediante un mapa de colores, 1991. Ver Figura 5.2

```
1 'set grads off'
2 'set mpdset hires'
3 'set gxout shaded'
4
5 'open pr-tas.nc.ctl'
6
7 'run colors.gs'
8 *El rango de la variable necesita ser cambiado tambien. Podemos
   usar estos nuevos contornos ahora
9 'set clevs 1 2 4 6 8 10 12 14'
10 'set ccols 23 24 25 26 30 31 32 33 34'
11
12 *Lo que queremos ahora es promediarlos todos para tener la
   precipitacion promedio en 1991. Podemos modificar el script
   anterior utilizando ahora esta linea en lugar de la original
13 'd ave(pr, t=1, t=2912)*3600*24'
14 'run cbarn.gs'
15
16 'draw title Precipitacion (mm/dia)'
17
18 *Para que GrADS guarde la grafica en un formato apropiado solo
   debemos agregar la siguiente iinea al final del script (y darle
   un ENTER al final!)
19 'printim precip10ave.png x1600 y1240 png white'
```

A.6. plots-ave.gs script

Se utiliza para obtener la precipitación promedio sobre toda el área en función del tiempo, 1991, e imprimirla gráficamente. Ver Figura 5.3

```
1 *Si queremos promediar la precipitaci n en todo el dominio
   espacial para cada instante de tiempo y luego graficar cada
   valor como funci n del tiempo, lo podemos hacer con el
   siguiente script
2 'set grads off'
3 'set mpdset hires'
4 'set gxout shaded'
5
6 'open pr-tas-1991.nc.ct1'
7
8 'set x 1'
9 'set y 1'
10 'set t 1 last'
11
12 'define prAvg = aave(pr, x=1, x=38, y=1, y=36) * 3600*24'
13 'd tloop(prAvg)'
14
15 'draw title Precipitacion para 1991 (mm/dia)'
16
17 *Para que GrADS guarde la gr fica en un formato apropiado solo
   debemos agregar la siguiente linea al final del script (y
   darle un ENTER al final!)
18 'printim precip-ave-11.1-5Promedio.png x1600 y1240 png white'
```

A.7. promedio.gs

Este script se emplea para obtener un promedio en la precipitación sobre toda el área en función del tiempo, con promedios semanales de datos, 1991, y plotear la curva. Ver Figura 5.4

```
1 *Si queremos promediar la precipitaci n en todo el dominio
   espacial para cada instante de tiempo y luego graficar cada
   valor como funci n del tiempo, lo podemos hacer con el
   siguiente script
2 'set grads off'
3 'set mpdset hires'
4 'set gxout shaded'
5
6 'open pr-timeAvg-1991.nc.ct1'
7
8 'set x 1'
9 'set y 1'
10 'set t 1 last'
11
12 'set vrange 0 12'
13 'define prAvg = aave(pr, x=1, x=38, y=1, y=36) * 3600*24'
14 'd tloop(prAvg)'
15
16 'draw title Precipitacion para 1991 (mm/dia)'
17
18 *Para que GrADS guarde la gr fica en un formato apropiado solo
   debemos agregar la siguiente l nea al final del script (y
   darle un ENTER al final!)
19 'printim precip-ave-11.2-6Promedio.png x1600 y1240 png white'
```

A.8. promediosTodos.gs

El script se emplea para obtener la precipitación de 100 % hasta 10 % de altura, 1991, y graficar en un solo canva. Ver Figura 5.8

```
1 * Antes de usar este script hay que preparar cada archivo de RegCM
2 * utilizando el comando
3 * GrADSNCPrepare precip80.nc
4 * etc...
5
6 'set grads off'
7
8 'open precip-guate100.nc.ct1'
9 'open precip-guate90.nc.ct1'
10 'open precip-guate80.nc.ct1'
11 'open precip-guate70.nc.ct1'
12 'open precip-guate60.nc.ct1'
13 'open precip-guate50.nc.ct1'
14 'open precip-guate40.nc.ct1'
15 'open precip-guate30.nc.ct1'
16 'open precip-guate20.nc.ct1'
17 'open precip-guate10.nc.ct1'
18
19 'set x 1'
20 'set y 1'
21 'set t 1 last'
22 'set vrange 0 18'
23
24 'define prAvg100 = aave(pr.1, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
25 'define prAvg90 = aave(pr.2, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
26 'define prAvg80 = aave(pr.3, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
27 'define prAvg70 = aave(pr.4, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
28 'define prAvg60 = aave(pr.5, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
29 'define prAvg50 = aave(pr.6, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
30 'define prAvg40 = aave(pr.7, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
31 'define prAvg30 = aave(pr.8, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
32 'define prAvg20 = aave(pr.9, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
33 'define prAvg10 = aave(pr.10, x=1, x=49, y=1, y=46) * 3600*24'
34
35 'd tloop(prAvg100)'
36 'd tloop(prAvg90)'
37 'd tloop(prAvg80)'
38 'd tloop(prAvg70)'
39 'd tloop(prAvg60)'
```



```
40 'd tloop(prAvg50)'
41 'd tloop(prAvg40)'
42 'd tloop(prAvg30)'
43 'd tloop(prAvg20)'
44 'd tloop(prAvg10)'
45
46 'run cbar_l -x 2.5 -y 7.5 -t "100%" "90%" "80%" "70%" "60%" "50%"
    "40%" "30%" "20%" "10%",'
47
48
49 'draw title Precipitacion (mm/dia)'
50
51 'printim precipTodos.png x1600 y1240 png white'
```