

INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

SECRETARIA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO.
DIRECCIÓN DE POSGRADO
ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA U. ZAC.

ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN Y ESCURRIMIENTO EN CINCO CUENCAS DE LA REGIÓN HIDROLÓGICA XI GRIJALVA-VILLAHERMOSA, CONTRASTANDO MÉTODOS TRADICIONALES CON EL MODELO JAPONÉS DE ALTA RESOLUCIÓN

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN INGENIERÍA CIVIL

P R E S E N T A

SILVIA YÁÑEZ BAUTISTA

DIRECTORES DE TESIS

M. en C. PINO DURÁN ESCAMILLA

Dr. PEDRO ANTONIO GUIDO ALDANA



MÉXICO D.F., JUNIO DE 2012



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de México, D. F., siendo las 17:30 horas del día 15 del mes de junio del 2012 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de la Tesis, designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de ESIA UZ para examinar la tesis titulada:

"Análisis de la precipitación y escurrimiento en cinco cuencas de la Región Hidrológica XI Grijalva-Villahermosa, contrastando métodos tradicionales con el Modelo Japonés de Alta Resolución"

Presentada por el alumno:

YAÑEZ
Apellido paterno

BAUTISTA
Apellido materno

SILVIA
Nombre(s)

Con registro:

B	1	0	1	4	3	5
---	---	---	---	---	---	---

aspirante de:

MAESTRO EN INGENIERÍA CIVIL

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISIÓN REVISORA

Directores de tesis

M. en C. Pino Durán Escamilla

Dr. Pedro Antonio Guido Aldana

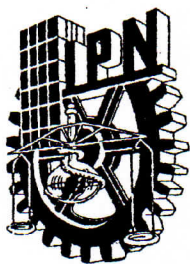
Dr. Juan Manuel Navarro Pineda

M. en C. Lucio Fragozo Sagdoval



PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES

SECCIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN
M. en C. Pino Durán Escamilla



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de México el día 25 del mes junio del año 2012, la que suscribe Silvia Yáñez Bautista alumna del Programa de Maestría en Ingeniería Civil con número de registro B101435, adscrita a la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura Unidad Zacatenco, manifiesta que es autora intelectual del presente trabajo de Tesis bajo la dirección del M.C. Pino Durán Escamilla y del Dr. Pedro Antonio Guido Aldana y cede los derechos del trabajo intitulado “Análisis de la precipitación y escurrimiento en cinco cuencas de la región hidrológica XI Grijalva-Villahermosa, contrastando métodos tradicionales con el Modelo Japonés de Alta Resolución”, al Instituto Politécnico Nacional para su difusión, con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso de la autora y/o directores del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección silviayblo@hotmail.com. Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

Silvia Yáñez Bautista



Agradecimientos

Se agradece de forma muy atenta el apoyo de la Subcoordinación de Hidrometeorología del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), especialmente al Dr. Ricardo Prieto González, quién aportó toda la información referente al Modelo Japonés de Alta Resolución, gracias a quien fue posible llevar a cabo el desarrollo de este trabajo.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca otorgada.

Indudablemente la realización de esta tesis no sería posible sin una buena dirección, muchas gracias al M.C. Pino Durán Escamilla y al Dr. Pedro Guido Aldana por sus recomendaciones, asesorías, conocimientos compartidos y todo el apoyo que me brindaron.

De forma muy especial reconozco el tiempo y dedicación que me brindaron los miembros de mi comisión revisora, el Dr. Mario Ulloa Ramírez, el M.C. Lucio Fragoso Sandoval y el Dr. Juan Manuel Navarro Pineda. Gracias por sus valiosas aportaciones en la elaboración del presente trabajo.

Finalmente agradezco a la M.C. Rosario Mendoza González y al Ing. Jorge Zavala Aguilera por brindarme su apoyo en todo momento durante la realización de este trabajo. Gracias por compartir conmigo su experiencia y su punto de vista.



ÍNDICE

ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN Y ESCURRIMIENTO EN CINCO CUENCAS DE LA REGION HIDROLOGICA XI GRIJALVA- VILLAHERMOSA, CONTRASTANDO MÉTODOS TRADICIONALES CON EL MODELO JAPONÉS DE ALTA RESOLUCIÓN.

Resumen	6
Abstract	7
Planteamiento del problema	8
Planteamiento de la hipótesis	8
Objetivos	8
Justificación	9
Capítulo 1 MARCO DE REFERENCIA	10
1.1 Introducción	10
1.2 El Cambio Climático y sus escenarios	10
1.3 El Cambio Climático y el ciclo hidrológico.....	12
1.3.1 Variabilidad en la precipitación	14
1.3.2 Ocurrencia de Ciclones Tropicales	16
1.4 Vulnerabilidad de la sociedad actual ante el Cambio Climático	18
1.4.1 Concepto de Amenaza	19
1.4.1.1 Zonas en México con amenaza por lluvias intensas	19
1.4.1.2 Zonas en México con amenaza por ciclones tropicales	20
1.4.1.3 Zonas en México con amenaza por inundaciones	21
1.4.2 Concepto de Vulnerabilidad	22
1.4.3 Concepto de Riesgo Climático	23
1.5 Algunos eventos ciclónicos que han afectado a México.....	24
1.6 Retos y necesidad de investigación ante la amenaza de inundaciones	29
Capítulo 2 TEORÍA DE LAS AVENIDAS DE DISEÑO	30
2.1 Descripción de avenida y su cálculo	30
2.2 Período de retorno asociado a la avenida de diseño.....	31
2.3 Métodos para el cálculo de avenidas de diseño.....	34
2.3.1 Distribución Normal.	34
2.3.2 Distribución Lognormal.	36



2.3.3 Distribución Pearson III o Gamma de tres parámetros.....	37
2.3.4 Distribución Gumbel.....	38
2.3.5 Distribución Gumbel para dos poblaciones.	39
2.3.6 Pruebas de ajuste de bondad.	41
2.3.6.1 Mínimo error cuadrático.	41
2.4 Relación Lluvia-Escorrimento.	41
2.4.1 Método Racional Americano.	46
2.4.2 Hidrograma Unitario Triangular.....	47
2.4.3 Polígonos de Thiessen.	49
Capítulo 3 MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL.	51
3.1 Modelo de Circulación General (GCM)	51
3.2 Predictibilidad del clima	52
3.3 Modelo Japonés de Alta Resolución	54
Capítulo 4 CASO DE ESTUDIO.	57
4.1 Delimitación geográfica del sitio de estudio.....	57
4.2 Recopilación de información técnica del sitio	58
4.2.1 Hidrografía.....	59
4.2.2 Suelo.....	59
4.2.3 Tipo y uso de suelo	60
4.2.4 Geología	61
4.2.5 Clima.....	61
4.2.6 Precipitación media anual	62
4.2.7 Temperatura media anual	62
4.3 Cálculo de avenidas	63
4.3.1 Análisis con base en información histórica.....	63
4.3.2 Análisis de precipitación con base en la información de escenarios futuros.....	68
4.3.3 Obtención de gastos.....	72
Capítulo 5 ANÁLISIS DE RESULTADOS	75
5.1 Comportamiento de la precipitación acumulada.	75
5.2 Incertidumbre en el trabajo con modelos de circulación general.	76
5.3 Propuestas integrales	77
Conclusiones	79



Recomendaciones	80
Bibliografía	81
Anexos	83



Resumen.

Ante el cambio climático, donde se observa una gran variabilidad en las precipitaciones y una intensificación de los fenómenos hidrometeorológicos, resulta fundamental el estudio del escurrimiento en las cuencas; contrastando los métodos tradicionales lluvia-escurrimiento con datos de las estaciones climatológicas y las proyecciones de precipitación dadas por el Modelo Japonés de Alta Resolución en las cuencas de los ríos la Sierra, Tacotalpa, Almendro, Plátanos y Chacté, en los estados de Tabasco y Chiapas.

El Modelo Japonés de Alta Resolución es uno de los modelos de circulación general que se han desarrollado para poder comprender el funcionamiento y la interacción de las variables atmosféricas, tiene una excelente resolución espacial (malla de 20 kilómetros).

En el primer capítulo se profundiza sobre los conceptos de cambio climático, vulnerabilidad, amenaza y riesgo climático. Se describen los escenarios de emisión de gases de efecto invernadero construidos por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC), se describen las zonas de México que presentan amenaza por lluvias intensas, ciclones tropicales e inundaciones.

Los métodos para el cálculo de las avenidas de diseño que se aplicaron en la tesis son explicados a detalle en el segundo capítulo.

Dentro del tercer capítulo se profundiza sobre los conceptos de Modelo de Circulación General, predicción meteorológica y predicción climática; se reflexiona sobre la predictibilidad del clima y se describe el Modelo Japonés de Alta Resolución.

El cuarto capítulo está enfocado a delimitar la cuenca de estudio y recopilar la información técnica; y se realiza el cálculo de la avenida con los datos de las estaciones climatológicas y con los datos de precipitación dados por el Modelo Japonés.

Finalmente en el quinto capítulo se presenta un análisis de la precipitación acumulada para el período de lluvia (mayo-noviembre) dado por un punto de malla del Modelo Japonés y la estación climatológica Jalapa (27019). También se habla acerca de la incertidumbre en el trabajo con modelos de circulación general; aunque un modelo sea preciso, no deja de ser una aproximación a la realidad y siempre es sensible a presentar errores de diversa índole, y mientras más complejo sea el sistema que representa, mayores errores implicarán los resultados. El desarrollo de este tipo de modelos y su perfeccionamiento es indispensable para profundizar el conocimiento de estos fenómenos y en los métodos de análisis y solución e indispensable para emprender las acciones y obras correspondientes para mitigar los efectos de estos cambios en la variabilidad del sistema climático, que en buena medida son ocasionados por el hombre. En materia de cambio climático estos modelos son pieza clave para futuras investigaciones. Por ello resulta muy conveniente contrastar los datos de precipitación dados por el Modelo Japonés y las mediciones de las estaciones climatológicas mediante los métodos tradicionales lluvia-escurrimiento, para determinar su validez y confiabilidad.



Abstract.

Given climate change, which shows a great variability in rainfall and intensified hydrometeorological phenomena, it results essential the study of runoff in watersheds contrasting traditional rainfall-runoff models with rainfall data from weather stations and precipitation forecasts provided by the Japanese Model of High Resolution in the basins of the rivers la Sierra, Tacotalpa, Almendro, Plátanos y Chacté, in the states of Chiapas and Tabasco.

The Japanese Model High Resolution is one of the general circulation models which have been developed to understand the functioning and interaction of atmospheric variables, has an excellent spatial resolution (20 km mesh).

In the first chapter elaborates on the concepts of climate change, vulnerability, threats and climate risk. The climate change scenarios builded by the Intergovernmental Panel on Climate Change are described and also the areas of Mexico that present threat of heavy rains, tropical cyclones and floods.

The methods for calculation of design floods that were applied in the thesis are explained in detail in the second chapter.

Moreover the concepts of General Circulation Model, weather forecasting and climate prediction are explained in chapter three. Besides is given a reflection on the predictability of climate and the Japanese Model High Resolution is described.

The fourth chapter focuses on identifying the study basin and gathers technical information, and performs the calculation of the flood with data from weather stations and precipitation data given by the Japanese Model.

Finally in the fifth chapter is presented an analysis of cumulative rainfall for the rainy season (May to November) given by a mesh point of the Japanese Model and the weather station Jalapa (27019). There is also talk about the uncertainty in working with general circulation models, although a model is accurate, it is still an approximation to reality and is always sensitive to errors of various kinds, and the more complex the system represents, the greater errors involve the results. The development of such models and their improvement is essential to further understand these phenomena and methods of analysis and solution and fundamental to undertake appropriate actions and works to mitigate the effects of these changes in the variability of the climate system which are largely caused by man. These models are key to future research on climate change. Therefore it is very important to compare the rainfall data taken by the Japanese model and measurements of climatological stations using the traditional rainfall-runoff methods to determine their validity and reliability.



Planteamiento del problema.

Los estudios relacionados con el cambio climático; generan gran controversia, debido a la gran volatilidad que presentan los fenómenos meteorológicos, lo que en buena medida los hace prácticamente impredecibles; en muchas regiones del mundo se están presentando grandes sequías, y en otras, lluvias torrenciales sin ninguna periodicidad aparente y podría darse la ocurrencia de fenómenos hidrometeorológicos de mayor intensidad. Ante esta problemática es crucial realizar una revisión de los modelos existentes que simulan el comportamiento de las variables atmosféricas y dan como resultado proyecciones, bajo escenarios de cambio climático, de precipitación, para mejorar el conocimiento de lo que podría esperarse para décadas futuras y así mismo analizar la confiabilidad de los resultados obtenidos de éstos modelos para tomar decisiones en el diseño, planeación y realización de las obras de ingeniería requeridas.

Hipótesis de la investigación.

La confiabilidad y validez de las proyecciones de precipitación dadas por el Modelo Japonés de Alta Resolución, puede ser determinada mediante la contrastación con las medidas por la estación climatológica en el sitio de estudio y mediante la aplicación de modelos convencionales lluvia-escorrentía.

Objetivos.

Objetivo General.

Obtener la avenida máxima esperada mediante modelos tradicionales lluvia-escorrentía con datos obtenidos de estaciones climatológicas del sitio de estudio y compararla contra la avenida máxima obtenida con datos de precipitación del Modelo Japonés de Alta Resolución.

Objetivos Particulares.

- Revisión y análisis de los métodos tradicionales para el cálculo de avenidas en cauces con datos históricos.
- Aplicar algunos métodos tradicionales para la estimación de avenidas de diseño empleando datos históricos.
- Aplicar algunos métodos tradicionales para la estimación de avenidas de diseño empleando datos del Modelo Japonés de Alta Resolución.
- Realizar un análisis del comportamiento de los datos del Modelo Japonés de Alta Resolución contra los obtenidos de una estación climatológica.
- Comparar las avenidas máximas obtenidas con datos de estaciones climatológicas y los obtenidos de datos de precipitación máxima del Modelo Japonés de Alta Resolución.



Justificación

Los estudios relacionados con el cambio climático generan gran incertidumbre, debido a la falta de información y conocimiento general de las posibles causas, por lo que desde un inicio se recurre a la construcción de posibles escenarios de emisión de gases de efecto invernadero. Además la construcción de modelos de circulación general es demasiado compleja, ya que trata de simular un sistema que abarca fenómenos físicos y químicos de diversa naturaleza y que se dan a diferentes escalas. Lo anterior nos da una incertidumbre muy grande a la hora de obtener resultados, sin embargo nos permite profundizar en el conocimiento de los fenómenos para la toma de decisiones en cuanto a la generación de proyectos de ingeniería en problemas tan graves como las inundaciones en el sureste del país y las sequías en el norte, y la tendencia que están teniendo a ser más intensas. Ante esta problemática, resulta conveniente realizar un análisis minucioso de los modelos de circulación general que se tienen y comparar su comportamiento contra la realidad, tal es el caso del Modelo Japonés de Alta Resolución.



CAPÍTULO I. MARCO DE REFERENCIA.

1.1. Introducción.

En este capítulo se explicará brevemente qué es el cambio climático, la manera en que éste ocasiona alteraciones en el ciclo hidrológico, específicamente en las precipitaciones y en la ocurrencia de ciclones tropicales.

También se abordan los conceptos de vulnerabilidad, amenaza y riesgo, los cuales se encuentran ampliamente relacionados con los efectos negativos que están siendo ocasionados por el cambio climático y que afectan a poblaciones en todo el mundo. Se tratan las zonas de México que cuentan con amenaza por lluvias, ciclones tropicales e inundaciones. Más adelante se exponen algunos ejemplos sobre los fenómenos hidrometeorológicos tales como lluvias, tormentas tropicales y huracanes que han afectado a México en la última década.

El capítulo finaliza con una reflexión acerca de los retos que enfrenta la sociedad actual ante el riesgo de inundaciones y la importancia de desarrollar investigación confiable al respecto.

1.2. El Cambio Climático y sus escenarios.

El cambio climático es sin duda uno de los retos más grandes por afrontar para la humanidad, el cual ha sido ocasionado debido al acelerado desarrollo industrial, además del aumento en el parque vehicular, la tala inmoderada de árboles, contaminación de ríos y lagos, aumento de la población y de las actividades realizadas por ésta.

El cambio climático es una realidad que se ha comprobado científicamente y tiene efectos negativos en todo el mundo (IPCC, 2007a). Es común escuchar hablar del cambio climático como calentamiento global, lo cual es bastante acertado ya que los expertos piensan que la variación probable de temperatura media del planeta hacia el año 2100 será de entre 1.5 y 4.5°C (Martínez, 2007), esto traerá sin lugar a dudas grandes cambios en el planeta. El calentamiento global es inequívoco, ahora es evidente por las observaciones del incremento en el promedio global de la temperatura del aire y del océano, el derretimiento de hielo y nieve, incremento en la intensidad de las precipitaciones, y el aumento en el nivel del mar (IPCC, 2007).

La problemática del calentamiento global es generada por la emisión de gases con efecto invernadero (GEI), los cuales provienen principalmente de la quema de combustibles fósiles.

Los gases de efecto invernadero, principalmente son los siguientes: vapor de agua (H_2O), ozono (O_3), carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) y fluorocarburos (CFC). El carbono, metano, ozono y el óxido nitroso son gases presentes de manera natural en la atmósfera, la cual es imprescindible a fin de mantener las condiciones necesarias para que se desarrolle vida en nuestro planeta. Sin embargo al presentarse variaciones de la presencia de



estos gases y fluorocarburos en la atmósfera, se generan incrementos en la temperatura del planeta.

El carbono es el principal causante del cambio climático, ya que es el de mayor abundancia en la atmósfera y el que ha sufrido mayores incrementos en su concentración (IPCC, 2007a). Para tener una idea de la manera en que la concentración de CO_2 ha aumentado, es necesario mencionar que en la era preindustrial la concentración de carbono en la atmósfera era de 280 ppm (partes por millón) y en el 2005 aumentó a 379 ppm, y el dato tiene mayor relevancia si se toma en cuenta que la concentración atmosférica de CO_2 aumentó solamente 20 ppm durante los 8000 años anteriores a la industrialización (IPCC, 2007a).

El proceso de cambio climático representa un problema global cuyos efectos son ya evidentes, y que seguirá agravándose mientras no se contenga el aumento de las concentraciones atmosféricas de GEI (Comisión Intersecretarial de Cambio Climático, 2009).

Los cambios en la temperatura de la tierra son ocasionados principalmente por el incremento en la emisión de gases de efecto invernadero, por lo cual es evidente que en el futuro inmediato, al final del presente siglo, el clima global dependerá de la capacidad de las sociedades de limitar o disminuir el consumo de combustibles fósiles (Martínez, 2007).

En 1996 el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) inició el desarrollo de nuevos escenarios de emisiones, para actualizar los preparados en 1992, conocidos como Escenarios IS92.

Se construyeron cuatro familias de escenarios, cada una de ellas fundamentadas en una descripción de las condiciones en las que posiblemente se encuentre el mundo en un futuro. En inglés se utiliza el término *storylines*, cuyo concepto se refiere a la trama de un relato. Estos nuevos escenarios son conocidos en términos genéricos como Escenarios IE-EE.

La familia A1 de escenarios describe un mundo caracterizado por un rápido crecimiento económico, una población mundial que alcanza su máximo a mediados del presente siglo, empieza a declinar a partir de entonces y adopta tecnologías más eficientes. Esta familia de escenarios se subdivide conforme a las tecnologías a usar: intensiva en combustibles fósiles (A1FI), con fuentes alternas de energía (A1T), y con un balance entre diferentes fuentes de energía (A1B). Este último escenario es uno de los más utilizados en las simulaciones, pues se le considera entre los más probables.

La familia A2 de escenarios se refiere a un mundo venidero caracterizado por un incremento continuo de la población, aunque con un crecimiento económico mucho menor que en los escenarios A1. Los escenarios A2 son pesimistas en cuanto a que se mantiene un elevado aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero, en particular de bióxido de carbono.

La familia B1 de escenarios describe un mañana en el que la población, como en los escenarios A1, alcanza su máximo a mediados del siglo XXI, con un crecimiento económico acelerado, pero orientado a los servicios y las tecnologías de la información, con un uso



menor de materias primas y con un aprovechamiento sustentable de los recursos, pero aún sin tomar medidas específicas respecto del clima.

Finalmente, la familia B2 de escenarios describe un porvenir en el que se asumieron previsiones locales y regionales, para la protección del medio ambiente, con un crecimiento de la población menor que en los escenarios A1 y B1. Este escenario se percibe muy optimista, tal como se han observado las tendencias hasta ahora.

Se espera una variación probable de temperatura media del planeta para el año 2100 de entre 1.5 y 4.5°C. Conforme al reporte 2007 del IPCC, la temperatura global crecerá, en el escenario A1B, entre 1.7° y 4.4°C al final del siglo XXI; y entre 2.0° y 5.4°C en el escenario A2 (IPCC, 2007a).

En el caso del escenario B2 las temperaturas previstas para México se incrementarían entre 2 y 4°C, y en el caso del escenario A2, entre 4 y 6°C. Desde luego, estos valores tendrían efectos muy importantes sobre el comportamiento hidrológico en la mayoría de las cuencas y sobre los usos del agua (IPCC, 2007a).

La tabla 1.1 muestra una comparación de la ocurrencia de fenómenos hidrometeorológicos en la actualidad y la probabilidad de que se presenten de acuerdo a los escenarios de emisiones.

Fenómeno	Ocurrencia del fenómeno en el último siglo (XX)	Probabilidad de que ocurran los fenómenos basados en escenarios SRES* para el siglo XXI
Eventos de precipitación extrema.	Probable	Muy probable
Incremento de áreas afectadas por sequías.	Probable en muchas regiones desde 1970	Probable
Incremento de ciclones tropicales con mayor intensidad.	Probable en muchas regiones desde 1970	Probable

Tabla 1.1. Tabla comparativa de la ocurrencia actual de fenómenos hidrometeorológicos y la probabilidad de que sucedan basada en escenarios de emisiones. (IPCC, 2007)

*Reporte especial de escenarios de emisiones (SRES, por sus siglas en inglés).

1.3. El Cambio Climático y el ciclo hidrológico.

El ciclo hidrológico es uno de ciclos biogeoquímicos (como el ciclo del carbono, nitrógeno, oxígeno, etc.), de gran importancia para los seres vivos y el medio ambiente, ya que existe un delicado equilibrio en estos ciclos que es indispensable para que se desarrolle la vida en la tierra.

Las fases del ciclo hidrológico son: evaporación, condensación, precipitación, infiltración, escorrentía, circulación subterránea y evapotranspiración. En la figura 1.1 se esquematiza el ciclo hidrológico.

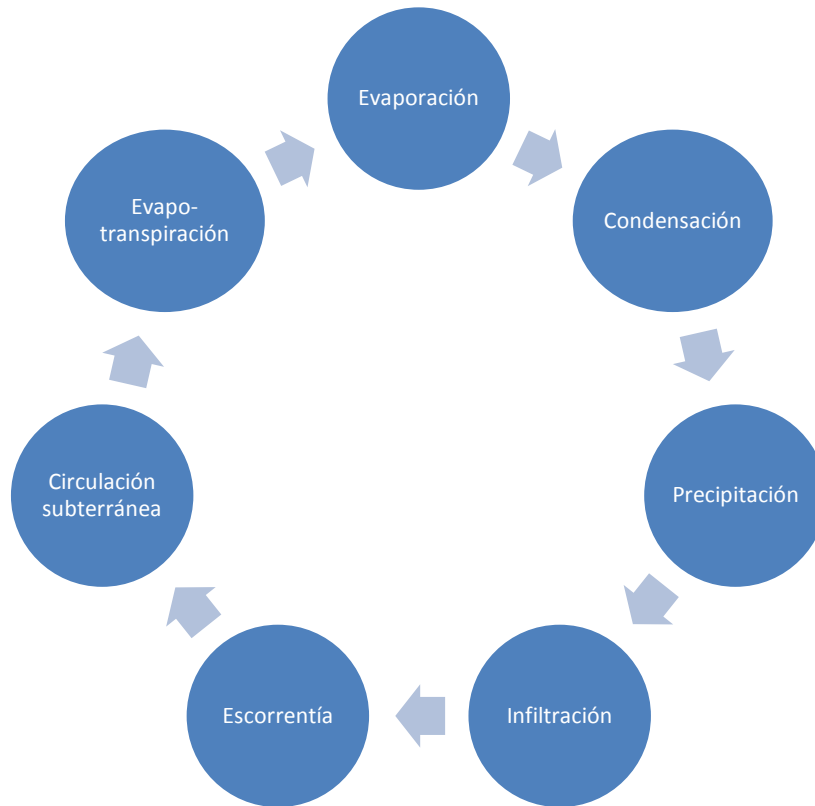


Figura 1.1. Esquema del ciclo hidrológico.

Es posible comparar al ciclo hidrológico con una máquina, la cual se alimenta de dos energías: la energía calorífica y la fuerza de gravedad, por lo que es posible concluir que el ciclo hidrológico tiene una gran relación con la temperatura existente en el medio ambiente. El calentamiento global, al mantener una mayor cantidad de energía en el sistema atmosférico, intensificará el ciclo hidrológico. Uno de los principales efectos será la modificación en los patrones de precipitación y escurrimiento. En consecuencia producirá cambios en la disponibilidad de agua así como en la frecuencia e intensidad de eventos hidrometeorológicos extremos (Martínez, 2007).

Otra de las fases que tiene gran relación con la temperatura es la evaporación, ya que al aumentar la temperatura del ambiente también aumenta la cantidad y rapidez con que se evapora el agua. En general el incremento en la temperatura lleva a la intensificación del ciclo del agua, posiblemente un incremento en la evaporación, mayor formación de nubes y precipitaciones de mayor intensidad (Hennegrif, 2007).



La previsible alteración del régimen pluvial y la mayor incidencia de huracanes, aunadas a las prácticas agrícolas poco eficientes, sobreexplotación de acuíferos, y tratamiento inadecuado de aguas servidas, urbanas e industriales, acrecentarán la vulnerabilidad futura de los recursos hídricos (Comisión Intersecretarial de Cambio Climático, 2009).

Es indudable que si en un ciclo alguna de las fases sufre alteraciones, esto repercutirá en todas las fases del mismo alterando así el equilibrio y generando grandes problemas de disponibilidad del recurso agua en algunas zonas y en otras grandes inundaciones.

1.3.1 Variabilidad en la precipitación.

Al existir alteraciones en el ciclo hidrológico es lógico esperar una gran variabilidad en las precipitaciones, los cuales ya se han manifestado, se han observado incrementos significativos de precipitaciones en las regiones orientales del norte y sur de América, el norte de Europa y el norte de Asia central. En el Mediterráneo, sur de África y en algunas partes del sur de Asia se han presentado sequías. La precipitación es altamente variable en cuanto al tiempo y espacio (Comisión Intersecretarial de Cambio Climático, 2009).

La variable del ciclo hidrológico en la cual se hará mayor énfasis es la precipitación y las variaciones que se están presentando debido al inminente cambio en la temperatura. Los cambios en la precipitación no serán, desde luego, perceptibles solamente en sus patrones de ocurrencia temporal: habrán de registrarse variaciones en los escurrimientos torrenciales o avenidas, así como en la frecuencia e intensidad de las sequías (Martínez, 2007). En general se puede apreciar que se están presentando lluvias torrenciales en algunas regiones del país y sequías en otras.

El Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), ha desarrollado investigación referente a las variaciones que se esperan en la precipitación ante el cambio climático, el doctor Martínez (2008) y su equipo de colaboradores han utilizado el método “*Reliability Ensemble Averaging*” (REA) y con él han regionalizado las estimaciones de precipitación por el cambio climático en México.

A continuación se presentan algunos resultados de regionalización de la precipitación para el escenario SRES-A2 en México a través de REA para la segunda mitad del Siglo XXI. Se estima en general que la precipitación vaya decreciendo paulatinamente en las décadas por venir para prácticamente todo México (Martínez, 2008).

Las figuras 1.2, 1.3 y 1.4 muestran la anomalía de precipitación promedio (mm/día) para la temporada de invierno y verano en las décadas 2050, 2070 y 2090.

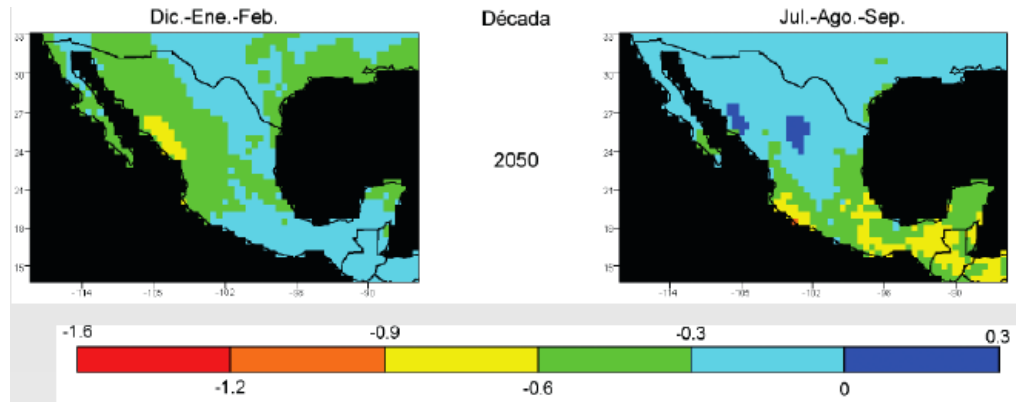


Figura 1.2. Muestra la anomalía de precipitación promedio (mm/día) en la década 2050. (Martínez, Austria, 2008)

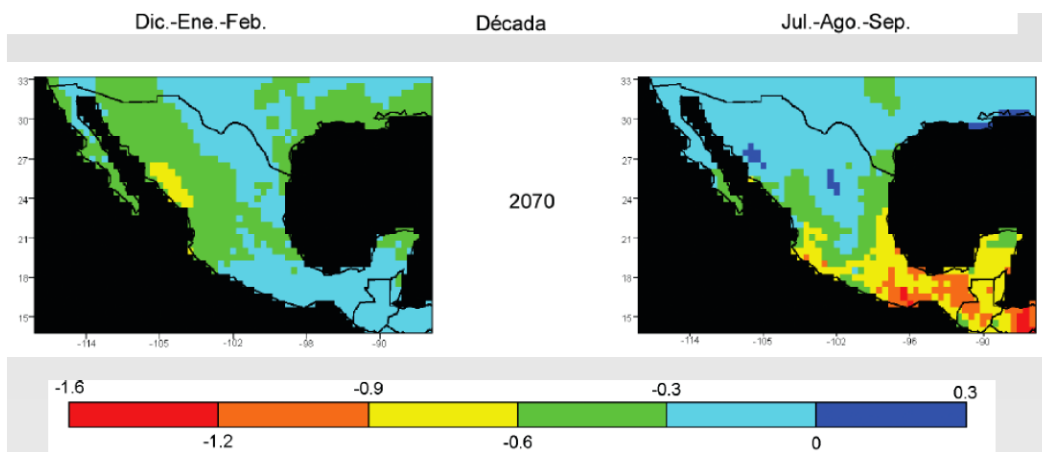


Figura 1.3. Muestra la anomalía de precipitación promedio (mm/día) en la década 2070. (Martínez Austria, 2008)

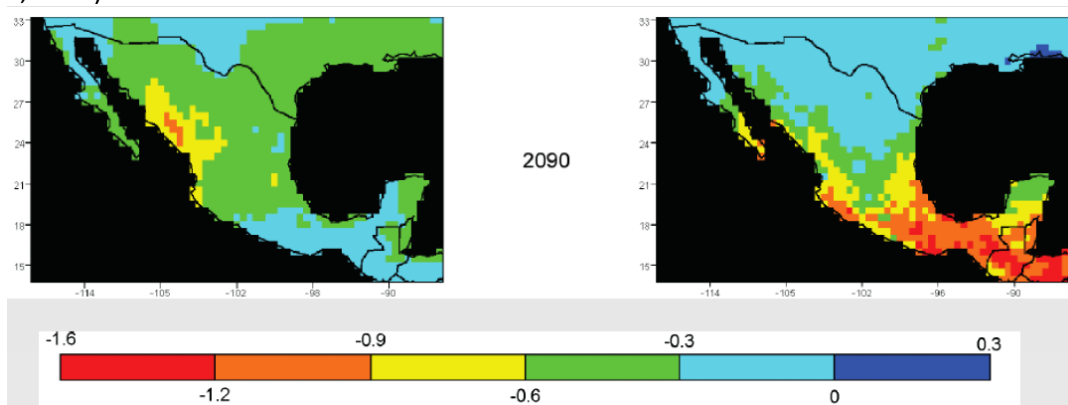


Figura 1.4 Muestra la anomalía de precipitación promedio (mm/día) en la década 2090. (Martínez Austria, 2008).

De acuerdo con las figuras 1.2, 1.3 y 1.4, se espera una disminución en la precipitación, sin embargo también es necesario mencionar las lluvias ciclónicas, sobre los cuales el cambio climático también genera alteraciones y son las que están causando actualmente grandes inundaciones en algunas zonas del país.



1.3.2 Ocurrencia de ciclones tropicales.

Un ciclón tropical es un sistema de tormentas que circula alrededor de un centro de baja presión, produciendo fuertes vientos e intensas lluvias. Los ciclones tropicales generan lluvias intensas, vientos fuertes, oleaje grande y mareas de tormenta (CENAPRED, 2001).

Se le denomina tropical debido a que se forman en la zona de los trópicos de cáncer y capricornio y también a que están formados por masas de aire tropical.

Un ciclón tropical es un fenómeno persistente de tormentas que se origina sobre las zonas tropicales de la Tierra y que tiene un giro en sentido ciclónico. El sentido ciclónico es el mismo sentido en que gira nuestro planeta; visto desde el espacio este giro es en el sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y en el sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio sur.

Las regiones oceánicas que rodean a México son generadoras de los fenómenos atmosféricos conocidos como ciclones tropicales. La temporada ciclónica es la época climatológicamente favorable para su formación, y se caracteriza por temperaturas cálidas en los océanos tropicales y condiciones atmosféricas en donde los vientos tienen cambios pequeños en la dirección vertical dentro de la troposfera.

La aproximación o ingreso a las zonas marítimas del país de uno o varios ciclones tropicales en un momento determinado, tiene una influencia importante dentro de las condiciones de la precipitación pluvial, ya que uno solo de estos fenómenos puede ser capaz de producir lluvias considerables, inundaciones, daños en zonas cultivadas, perjuicios a la población e incluso, importantes consecuencias socioeconómicas para el país (CENAPRED, 2001). Por lo que es importante tomar en consideración la presencia de este tipo de fenómenos y su intensificación debido al cambio climático.

A los ciclones tropicales se les puede clasificar en: depresión tropical, tormenta tropical, huracán, tifón o ciclón; esto depende de su localización y de la velocidad de sus vientos. En cuanto a los huracanes, se les clasifica con base en la escala de Saffir-Simpson con categorías del uno al cinco, siendo el cinco para los huracanes más fuertes y destructivos.

Los ciclones tropicales requieren para su formación e intensificación de una serie de condiciones atmosféricas y oceánicas particulares, entre las que se encuentran:

- a) Las oceánicas, con una Temperatura de la Superficie del Mar (TSM) mayor a 26.5°C, además de cierto espesor del agua cálida.
- b) Las atmosféricas, como son el cizallamiento del viento (cambio de dirección con la altura), y la existencia o no de perturbaciones en los niveles altos de la atmósfera.



- c) La dinámica interna del ciclón tropical, ya que existen ciclos de reemplazo de la pared del ojo, además de flujos de humedad lateral.
- d) La localización geográfica, pues se requiere una posición a unos 10° de latitud al norte o al sur de la línea ecuatorial, donde es más significativo el efecto de rotación de la Tierra conocido como efecto de Coriolis.

Estas condiciones son regularmente alcanzadas en los meses de verano en varias regiones del planeta, entre las que se encuentran el mar Caribe, el Golfo de México y el Noreste del océano Pacífico; es decir, México se encuentra rodeado de regiones que todos los años desarrollan ciclones tropicales (Martínez, 2008). Sin embargo, es necesario realizar un análisis del número de fenómenos que se han presentado y de su intensidad, ya que existe una variación debido al cambio climático.

Cuando un ciclón tropical ingresa a México, puede producir lluvias considerables sobre amplias regiones del país, sobre todo de tipo torrencial. Un ejemplo de esto es el huracán Stan de 2005, el cual produjo lluvias por arriba de los 800 mm sobre el estado de Chiapas en un período de tres días consecutivos. La zona noroeste del país es una región árida que tiene las aportaciones por precipitación pluvial más importantes relacionadas con los ciclones que ingresan al país desde el océano Pacífico, así como las de algunos remanentes de ciclones que ingresan a México desde el golfo de México y atraviesan los estados de Tamaulipas y Texas, en los Estados Unidos. Sin embargo, el efecto acumulado de toda la temporada ciclónica sobre la precipitación del país aún no ha sido cuantificado (Martínez, 2008).

Es necesario el cálculo de una climatología de lluvia ciclónica para México, con el fin de determinar los posibles cambios que el calentamiento global pueda traer consigo. Para ello, el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (Martínez, 2008) presentó una investigación acerca de las anomalías presentadas en el período 1977-2006. Realizaron una subdivisión de la región ciclogénica alrededor de nuestro país en dos partes: la primera incluye mayormente la región ciclogénica del Pacífico del Noreste y una parte de la zona continental de México y la zona suroeste del Golfo de México.

Una región ciclogénica es una zona geográfica donde se generan ciclones tropicales cada año al alcanzarse las condiciones antes mencionadas.

Tomaron en consideración el período 1977 a 2006, y tomando el número promedio de ciclones tropicales que ingresan a México por año que fue de 3.96, encontraron que 2.43 huracanes ingresan por el océano Pacífico y 1.53 desde el océano Atlántico.

Del estudio también obtuvieron la lámina media de las anomalías de precipitación anual de años cálidos menos años fríos. La anomalía de precipitación mayor se relacionó con los ciclones del océano Atlántico, donde tiende a llover 78 mm más en años cálidos que en años



fríos. La anomalía es negativa cuando se consideran sólo los ciclones del Pacífico o, de forma conjunta, los ciclones del Atlántico y del Pacífico.

En la tabla 1.2 se presenta la lámina media de las anomalías de precipitación anual de años cálidos menos años fríos en las regiones del Océano Atlántico, Pacífico del Noreste y en conjunto.

Región	Anomalía de Precipitación
Océano Atlántico	+78.38 mm/año
Océano Pacífico del Noreste	-25.12 mm/año
Océano Atlántico y Océano Pacífico del Noreste	-18.59 mm/año

Tabla 1.2. Lámina media de las anomalías de precipitación sobre México durante los eventos ciclónicos de: años cálidos menos años fríos. (Martínez, 2008)

De los resultados presentados, se puede concluir que las temporadas ciclónicas son sensibles a los cambios de temperatura en superficie que se produjeron sobre las zonas del Atlántico y Pacífico Noreste en el período estudiado (1977-2006), sobre todo produciendo una anomalía en el número de eventos ciclónicos observados. También se evidenció que un incremento de temperaturas en las áreas oceánicas está ligado a una anomalía considerable en la lluvia asociada a los eventos ciclónicos, sobre todo para los ciclones del Atlántico que se ve reflejada en mayores lluvias para amplias regiones de México.

Los modelos climáticos predicen aumentos considerables en las temperaturas en las zonas ciclogénicas que rodean al país. De confirmarse estos cambios de temperatura sin duda afectarán de modo considerable la formación, movimiento, intensidad y precipitación asociada a los ciclones tropicales, lo que tendrá una repercusión importante en la forma de vida de la población (Martínez, 2008).

1.4. Vulnerabilidad de la sociedad actual ante el Cambio Climático.

Ante la ocurrencia de fenómenos hidrometeorológicos, tales como lluvias, tormentas tropicales, huracanes y sequías, la sociedad queda expuesta a sufrir grandes pérdidas humanas, daños en la infraestructura, pérdida de cosechas y afecta en general la economía de la región.

Las inundaciones y sequías siempre han afectado a México, sin embargo ante el cambio climático estos fenómenos se están intensificando y afectan de manera más severa a las poblaciones. Cuando estos fenómenos se presentan de manera intensa o severa constituyen amenazas o peligros que pueden convertirse en factores desencadenantes de un desastre (Landa et al, 2010).

Para comprender mejor porqué y a qué es vulnerable la sociedad ante el cambio climático es necesario definir los siguientes conceptos: amenaza, vulnerabilidad y riesgo climático.

1.4.1. Concepto de amenaza.

Amenaza: Es la probabilidad de que ocurra un evento, en un lugar y un tiempo determinados, con suficiente intensidad como para producir daños (Landa R. et al, 2010).

Por ejemplo en México se tienen delimitadas las zonas con mayor probabilidad de sufrir inundaciones, ciclones tropicales, sequías, heladas etc. Inclusive algunas zonas tienen la amenaza de sufrir más de uno de estos fenómenos.

1.4.1.1 Zonas en México con amenaza por lluvias intensas.

De acuerdo a la experiencia, las fuertes precipitaciones pluviales pueden generar intensas corrientes de agua en ríos, flujos con sedimentos en las laderas de las montañas, movimientos de masa que transportan lodo, rocas, arena, árboles, y otros objetos que pueden destruir casas, tirar puentes y romper tramos de carreteras (CENAPRED, 2001). Los estados de la república que presentan valores mayores en cuanto a la precipitación son Veracruz, Tabasco, Campeche, Quintana Roo, Yucatán, Chiapas, Guerrero y Oaxaca principalmente. La figura 1.5 muestra un mapa de la distribución de lluvia en la República Mexicana, donde se puede observar que hay municipios en los estados de Chiapas, Veracruz, Tabasco y Oaxaca que registran valores de 3000 mm anuales.

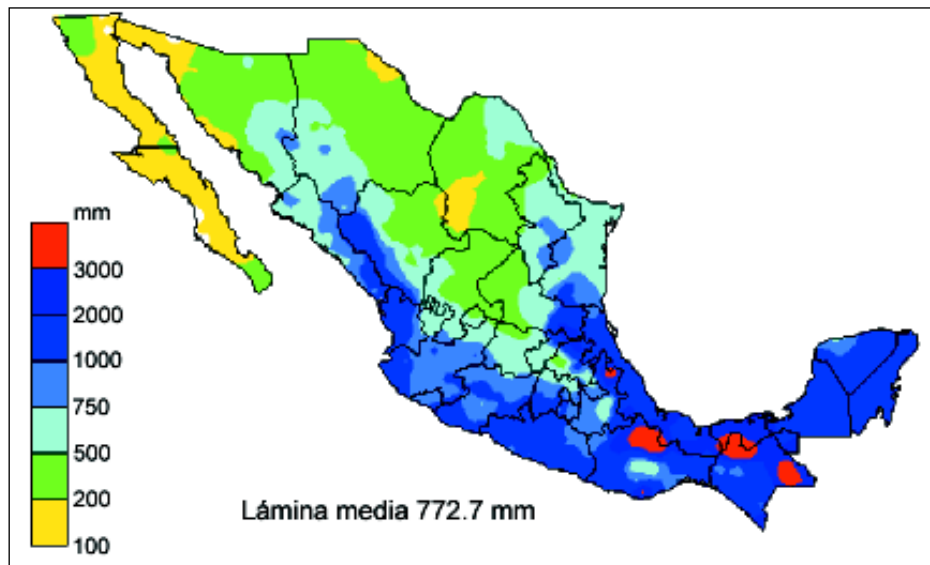


Figura 1.5. Zonificación de la precipitación media anual en la República Mexicana. (CENAPRED, 2001).

1.4.1.2 Zonas en México con amenaza por ciclones tropicales.

Los estados de la República Mexicana que tienen mayor riesgo de sufrir los estragos de ciclones, es un dato de relevancia, dado el tema en particular que nos interesa tratar.

Las áreas afectadas regularmente abarcan más del 60 % del territorio nacional. Se ha observado que en México, entre mayo y noviembre, se presentan 25 ciclones en promedio con vientos mayores de 63 km/h, de los cuales aproximadamente 15 ocurren en el océano Pacífico y 10 en el Atlántico. De éstos, anualmente 4 ciclones (dos del Pacífico y dos del Atlántico) inciden a menos de 100 km del territorio nacional (CENAPRED, 2001).

La figura 1.6 muestra el mapa de peligro por incidencia de ciclones tropicales en el periodo de 1960 a 1995 de acuerdo a la información del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED, 2001).

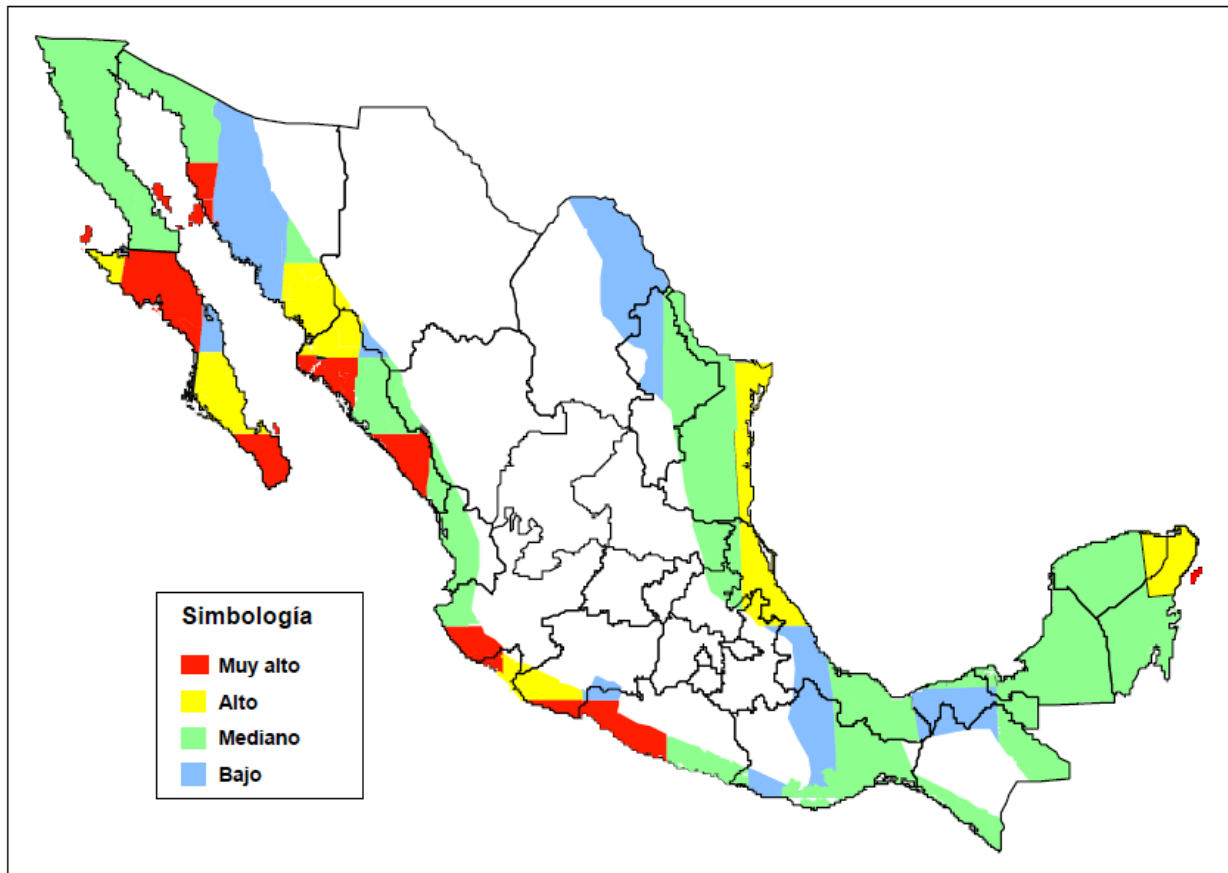


Figura 1.6. Mapa de peligros por incidencia de ciclones. (CENAPRED, 2001).

1.4.1.3 Zonas en México con amenaza por inundaciones.

Cuando el agua cubre una zona del terreno durante un cierto tiempo se forma una inundación. Cuanto más tiempo permanece el agua y más grande es el espesor del volumen de agua, causa mayores daños (CENAPRED, 2001). Las inundaciones pueden ser ocasionadas por fuertes precipitaciones, desbordamiento de ríos, ruptura de presas o bordos, descarga de agua de las presas o por la elevación del nivel medio del mar.

Debido a las inundaciones, se generan grandes daños a los cultivos, a la infraestructura de la región incluyendo edificaciones y vías de comunicación y generan grandes pérdidas económicas pero sobre todo la pérdida de vidas humanas.

Las inundaciones ocurren cuando el suelo y la vegetación no pueden absorber toda el agua que llega al lugar y escurre sobre el terreno muy lentamente; casi siempre tiene una capa de más de 25 cm de espesor, pero algunas veces alcanzan varios metros.

Entre los factores importantes que condicionan a las inundaciones están la distribución espacial de la lluvia, la topografía, las características físicas de los arroyos y ríos, las formas y longitudes de los cauces, el tipo de suelo, la pendiente del terreno, la cobertura vegetal, el uso del suelo, ubicación de presas y las elevaciones de los bordos de los ríos.

Debido a su ubicación geográfica en México, una de las causas de las lluvias intensas que generan inundaciones son los ciclones tropicales (CENAPRED, 2001). En la figura 1.7 se pueden ubicar las zonas de peligro por inundaciones en la República Mexicana.

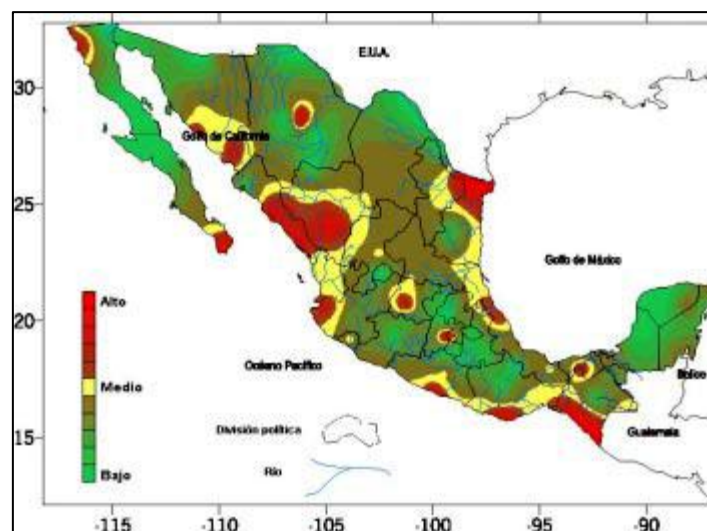


Figura 1.7. Zonas de peligros por inundaciones en la República Mexicana. (CENAPRED, 2011)



Cuando en un río se incrementa en poco tiempo la cantidad de agua que fluye en él, ya sea por el ingreso de agua de lluvia o por las descargas de una presa, se dice que se ha producido una avenida. Ésta podría originar la inundación cuando el nivel de agua del río se excede en las elevaciones de las márgenes de su cauce. Dependiendo de la rapidez con que se presenta el cambio en la cantidad de agua se puede hablar de avenidas súbitas, las cuales tienen un fuerte efecto destructivo debido a que concentran en un lapso corto una gran cantidad de agua con una fuerte velocidad que las hace muy destructivas.

Para el estudio de las inundaciones se deben considerar los aspectos principales que influyen en toda una región de forma conjunta o integral. De otro modo, al disminuir la inundación en una parte de la región, se puede provocar una más desfavorable, en otra donde no existía este exceso de agua (CENAPRED, 2001). Por esta razón es necesario que las obras de protección contra inundaciones sean cuidadosamente planeadas y calculadas, para que realmente brinden una solución al problema de inundaciones de la región en que son construidas.

1.4.2. Concepto de vulnerabilidad.

Vulnerabilidad: Es la probabilidad de que una comunidad o grupo de personas, expuestas a una amenaza o peligro, puedan sufrir daños humanos y materiales según el grado de fragilidad de algunos de sus elementos, como:

- Infraestructura (transporte, transmisión y distribución de electricidad, almacenamiento y distribución de agua, manejo y disposición de basura y desechos).
- Vivienda (ubicación y seguridad del sitio, características de la construcción y equipamiento para adaptarse o resistir a eventos extremos, o bien si es factible su reconstrucción).
- Riesgo en las actividades productivas (agricultura, ganadería, pesca, turismo, industria, comercio, servicios).
- Grado de organización ante las amenazas, antes, durante y después (por ejemplo, comités de vigilancia para el agua o el bosque, contra incendios o de protección civil).
- Existencia de sistemas de alerta y nivel de información de la población (en caso de huracanes, inundaciones, sismos o incendios).
- Desarrollo y coordinación entre las instituciones que atienden los impactos de eventos extremos del clima (Landa et al, 2010).

A este respecto el factor predominante al determinar la vulnerabilidad de una región ante fenómenos hidrometeorológicos extremos es sin duda la pobreza. Principalmente porque la gente de escasos recursos se asienta en lugares donde no cuentan con todos los servicios y/o son zonas de riesgo como: barrancas, orillas de ríos, etcétera.

Es importante mencionar que se han realizado varios estudios al respecto para determinar cuáles podrían ser los estados de la república con mayor riesgo y vulnerabilidad ante la ocurrencia de ciclones tropicales.

En la figura 1.8, se muestra un mapa de riesgo por época de lluvias y ciclones tropicales elaborado por el IMTA, el cual fue publicado en el Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante el cambio climático (IMTA, 2010), para el cual realizaron un cálculo por entidad federativa considerando su vulnerabilidad social, las precipitaciones de mayo a noviembre y la ocurrencia de ciclones tropicales.

Se puede apreciar en la figura 1.8 que los estados de Veracruz, Chiapas, Guerrero y Michoacán presentan un muy alto riesgo ante la ocurrencia de ciclones tropicales. Los estados de Yucatán, Tabasco, Tlaxcala, Guerrero, Hidalgo, San Luis Potosí, Colima, Jalisco y Sinaloa presentan alto riesgo ante este tipo de fenómenos hidrometeorológicos.

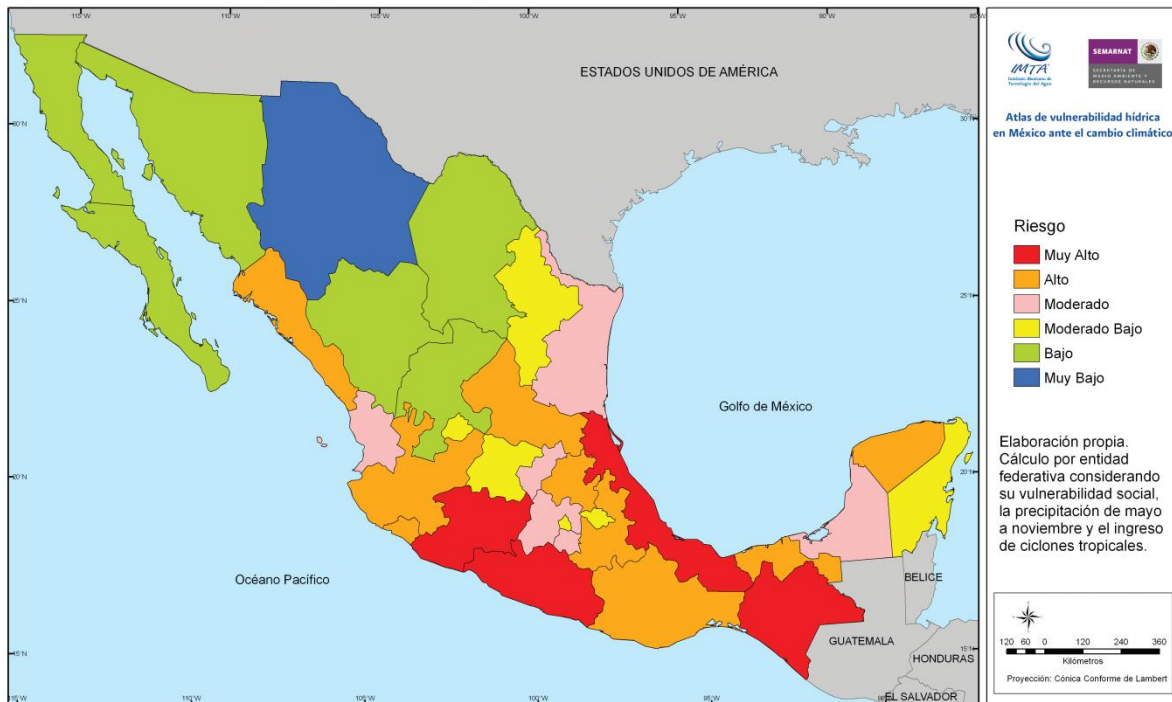


Figura 1.8. Mapa de riesgo por época de lluvias y ciclones tropicales. (IMTA, 2010)

1.4.3. Concepto de Riesgo Climático.

Riesgo Climático: Es una combinación de la amenaza de clima extremo y de la vulnerabilidad. Se presenta cuando existe la posibilidad de que condiciones desfavorables en la lluvia o cambios en la temperatura, puedan ocasionar desastre en una región, debido a que es altamente vulnerable (Landa et al, 2010). Para explicar mejor el concepto de riesgo se puede utilizar la teoría de conjuntos. Tomando el concepto de Amenaza como el conjunto A y

Vulnerabilidad como el conjunto B, se puede decir que la intersección de los conjuntos A y B formaría el subconjunto Riesgo, el cual se ilustra en la figura 1.9. En conclusión, se habla de Riesgo cuando en una región enfrenta algún tipo de amenaza y además se encuentra en condiciones de vulnerabilidad.

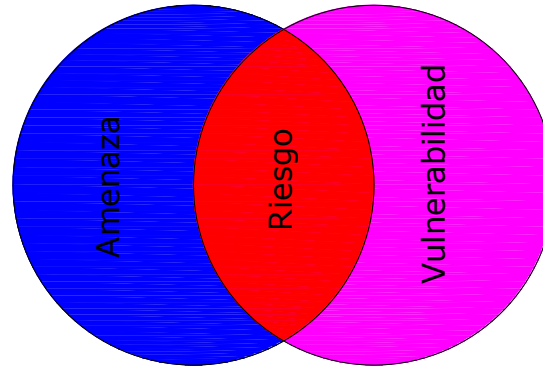


Figura 1.9. Diagrama que ilustra el concepto de Riesgo.

En México siempre se han tenido zonas donde ocurren intensas precipitaciones y con gran tendencia a sufrir inundaciones y lo que es más lamentable es que precisamente las zonas que presentan amenazas por inundaciones, sequías, heladas, etc., también son en muchos casos las zonas con mayor vulnerabilidad y marginación en el país.

Esto nos ha dejado a lo largo de la historia del país, amargas experiencias donde se han sufrido grandes pérdidas humanas, daños en la infraestructura, en las actividades económicas y en los servicios.

México siempre ha sufrido los efectos de huracanes y tormentas tropicales, sin embargo el riesgo aumenta debido a las alteraciones que estos fenómenos sufren por el cambio climático.

1.5. Algunos eventos ciclónicos que han afectado a México.

En esta sección se presentarán algunos de los ciclones que han afectado el territorio Mexicano, esto es con la finalidad de recordar y tener presente los daños que un evento de esta naturaleza han dejado en México. El período que se toma en cuenta es de 1997 a 2010 y sólo se citarán algunos eventos que de alguna manera dejaron huella por la destrucción que dejaron a su paso. Para cada evento se mencionará la precipitación máxima en 24 horas que se originó, estos datos fueron tomados del Servicio Meteorológico Nacional.

Del 6 al 10 de octubre de 1997 se presentó el huracán Pauline de categoría 5 en la escala Saffir-Simpson, el cual afectó las costas de Guerrero, se presentó una precipitación máxima en 24 horas de 411.2 mm, registrada en Acapulco, lo que originó derrumbes, desbordamiento de ríos, inundaciones y lo más lamentable, la muerte de 120 personas. Los daños estimados fueron cercanos a los 300 millones de pesos (Instituto de Geografía de la UNAM, 1998). En la figura 1.10, se ilustran los daños que dejó el huracán Pauline a su paso.



Figura 1.10. Daños ocasionados por el huracán Pauline. Fuente: La Jornada.¹

El 2 de Noviembre de 1998 el huracán Mitch produjo una precipitación máxima en 24 horas de 341 mm, en Campeche, afectando la península de Yucatán. “Nueve personas murieron debido a las inundaciones.”²

El huracán Greg afectó los estados costeros de Colima, Guerrero, Michoacán y Jalisco del 5 al 9 de Septiembre de 1999, a su paso, provocó una precipitación máxima en 24 horas de 400 mm en la presa derivadora Jala en Colima. Como consecuencia, se presentó una avenida que provocó que el nivel de agua en el río Chiquito se incrementara rápidamente y éste se desbordara (CENAPRED, 2004).

Del 28 de septiembre al 6 de Octubre de 2000, se presentó el huracán Keith, el cual afectó los estados de Campeche, Tabasco, Quintana Roo y Chiapas. Dejó a su paso 30 mil damnificados en Campeche y ocasionó el desbordamiento de cuatro ríos en Tabasco y Chiapas.

En 2001 el huracán Juliette afectó a los estados de Baja California Sur y Sonora del 21 de Septiembre al 2 de Octubre, se generó una precipitación máxima en 24 horas de 207.2 mm en San Felipe, Baja California. Este huracán produjo extensas inundaciones en los Cabos y ocasionó 2 muertes (Martínez, 2004).

Durante Septiembre de 2002 se presentó el huracán Isidore, el cual afectó la península de Yucatán. Se registró una precipitación máxima en 24 horas de 227.7 mm.

Septiembre de 2003, el huracán Marty provocó severos daños en cerca de 29 estados, se presentó una precipitación máxima en 24 horas de 197.5 mm en Todos Santos, Baja California. Inclusive, en el estado de Guanajuato se desbordó el río Lerma, inundando varias

¹ <http://www.jornada.unam.mx/1997/10/11/paulis1.jpg>

² http://wapedia.mobi/es/Hurac%C3%A1n_Mitch?p=1

colonias de Pueblo Nuevo y “en Querétaro las lluvias dejaron un saldo de más de cien mil personas afectadas en unas 120 colonias y comunidades rurales de seis municipios del Estado, cinco muertos.”³

Para Septiembre de 2004 el huracán Iván afectó las costas de Yucatán. “Iván causó por lo menos 11 muertos, casas inundadas y familias atrapadas en inundaciones.”⁴

El 1 de octubre de 2005 se originó Stan como depresión tropical sobre aguas del mar Caribe, su desplazamiento fue hacia el oeste, cruzó la península de Yucatán y, justo antes de ingresar nuevamente al territorio mexicano por el sur de Veracruz, alcanzó la categoría 1 en la escala de huracanes Saffir-Simpson; posteriormente se disipó el 5 de octubre de 2005 sobre la región del istmo de Tehuantepec.

Las precipitaciones que generó a su paso fueron de tipo torrencial, en especial en Veracruz y Chiapas, por ejemplo, el 4 de octubre se registró un acumulado de 307 mm en la estación El Novillero, Chiapas y el 5 de octubre en El Tejar, Veracruz, se registraron 357.5 mm. Las consecuencias de estas precipitaciones en Chiapas fueron considerables, principalmente en la región del Soconusco, donde se desgajaron cerros, se desbordaron varios ríos afectando seriamente a la población con pérdidas humanas, heridos y damnificados (Martínez, 2010). En la figura 1.11 se muestra la inundación que ocasionó el huracán Stan en Chiapas.



Figura 1.11. Devastación en Chiapas ocasionada por las lluvias del Huracán Stan.⁵

Durante Septiembre de 2006 se presentó el huracán John, afectando la península de Baja California y ocasionando una precipitación máxima en 24 horas de 275.5 mm, registrada en Los Planes, B.C.S. del 2 al 3 de Septiembre.

El huracán Henriette golpeó las costas de México en Agosto y Septiembre de 2007, generando grandes afectaciones y ocasionando precipitaciones máximas en 24 horas de 222.5 mm en Oaxaca, 246 mm en Cumbres de Figueroa Guerrero, 213.5 en Acapulco Guerrero, 229 mm en los Planes Baja California Sur, 85 mm en Ahome Sinaloa, 232 mm en Villa Juárez Sonora, 82.6 mm en Loreto Baja California Sur y 92 mm en la Presa Josefa Ortiz

³ <http://www.nuevosiglonews.com/moxie/news/68.shtml>

⁴ http://www.cronica.com.mx/nota.php?id_notas=144368

⁵ <http://www.lasnoticiasmexico.com/hsmn.html>



de Domínguez en Sinaloa. Debido a estas precipitaciones intensas se provocaron inundaciones, por ejemplo en “La Paz, Baja California Sur sufrió inundaciones y el corte de carreteras por el desbordamiento de ríos.”⁶ En Acapulco, Guerrero se registraron seis muertos.

En Octubre de 2008 el huracán Norbert, de categoría 4 afectó a los estados de Sonora, Baja California, Sinaloa y Colima. Se registró una precipitación máxima en 24 horas de 135 mm en Laguna de Amela, Colima. El huracán Norbert dejó 5 muertes como cifra oficial.

Para Agosto de 2009 el huracán Jimena impactó en las costas de Baja California Sur, Guerrero, Colima y Jalisco. Se presentó una precipitación máxima en 24 horas de 345.6 mm en Baja California Sur. “Los fuertes vientos y lluvias de Jimena trajeron devastación al cruzar la península. Se reportó la muerte de un hombre en Mulegé, mientras que en Puerto San Carlos el 75% de las casas fueron dañadas y el servicio eléctrico se vio interrumpido en muchos municipios, como Comondú y Loreto.

En las poblaciones de Guaymas y Empalme, en Sonora, se registraron inundaciones e interrupciones en las comunicaciones y el servicio eléctrico. Dos personas resultaron muertas en un accidente automovilístico mientras que otras dos se reportaron desaparecidas en las cercanías de Guaymas.”⁷

En el 2010 el huracán Alex presentó un desarrollo muy similar a Stan. Se inició también como depresión tropical sobre aguas del mar Caribe, cruzó la península de Yucatán e ingresó al Golfo de México, donde se fortaleció hasta alcanzar la categoría 2 en la escala Saffir-Simpson para, posteriormente, ingresar a Tamaulipas durante la noche del 30 de junio. Alex se disipó sobre San Luis Potosí la noche del 1 de julio. Las precipitaciones acumuladas a su paso dejaron 316.1 mm en Valle Hermoso, Tamaulipas, para el 30 de junio, y 389.3 mm en La Boca, Nuevo León, para el 1 de julio. En esos dos días, las estaciones del Sistema de Alerta Hidrometeorológica de Monterrey registraron precipitaciones acumuladas entre 388 y 510 mm, cuya magnitud es similar a la del valor promedio de precipitación que se acumula en un año. Los daños provocados por Alex abarcaron principalmente a Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas, con afectaciones tanto en la población, vías de comunicación, industrias, transporte y actividades económicas (Martínez, 2010). En la figura 1.12 se ilustra la inundación que ocasionó el huracán Alex en Monterrey en el 2010.

⁶ http://noticias.terra.com/fotos/huracan_henriette_castiga_a_mexico/69670

⁷ [http://es.wikipedia.org/wiki/Hurac%C3%A1n_Jimena_\(2009\)](http://es.wikipedia.org/wiki/Hurac%C3%A1n_Jimena_(2009))

Figura 1.12. Inundación en Monterrey ocasionada por las lluvias del Huracán Alex.⁸

En la tabla 1.3 se presenta un resumen de los eventos ciclónicos relatados en este apartado, con la finalidad de hacer un recuento de ellos.

Ciclón	Fecha	Sitio
Pauline	1997	Guerrero
Mitch	1999	Campeche, Yucatán
Greg	1999	Colima, Guerrero, Michoacán y Jalisco
Keith	2000	Campeche, Tabasco, Quintana Roo, Chiapas
Juliette	2001	B. California Sur, Sonora
Isidore	2002	Yucatán
Marty	2003	29 estados
Ivan	2004	Yucatán
Stan	2005	Chiapas y Veracruz
John	2006	Baja california
Henriette	2007	Costas del pacifico
Norbert	2008	Sonora, Baja California, Sinaloa, Colima
Jimena	2009	B. california Sur, Guerrero, Colima y Jalisco
Alex	2010	Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas

Tabla 1.3. Tabla que resume los eventos ciclónicos descritos en esta sección.

⁸ <http://rancheriascoah.blogspot.com/2010/07/huracan-alex.html>



1.6. Retos y necesidad de investigación ante la amenaza de inundaciones.

Knutson y Tuleya (2004) realizaron estudios acerca del efecto que tiene el cambio climático sobre la intensidad y frecuencia de la ocurrencia de huracanes, encontraron que casi todas las combinaciones de las condiciones climáticas frontera y los modelos de convección de huracanes, muestran que el incremento inducido de CO_2 aumenta tanto la intensidad de las tormentas como las tasas de precipitación. Los experimentos que realizaron indican un incremento del 18% en la tasa de precipitación media en un radio de 100 km de la tormenta central. Concluyeron que la frecuencia de los ciclones tropicales seguirá siendo la misma en el próximo siglo, sin embargo el aumento en la concentración de gases de efecto invernadero puede conducir a un aumento gradual del riesgo en la ocurrencia de huracanes altamente destructivos de categoría cinco. Por lo que es importante realizar estudios a nivel regional que permitan estudiar las zonas más vulnerables ante huracanes y lluvias torrenciales.

Actualmente el desarrollo de modelos que permitan proyectar el clima futuro es una herramienta indispensable para tomar decisiones y proyectar las soluciones adecuadas que nos ayuden a reducir la vulnerabilidad de las zonas donde cada año ocurren huracanes y lluvias intensas. Lo que a su vez resulta crucial es determinar la validez y confiabilidad de los resultados arrojados por estos modelos.



CAPÍTULO II TEORÍA DE LAS AVENIDAS DE DISEÑO.

En este capítulo se explicará el concepto de avenida de diseño, cómo se produce y cómo se comporta, con la finalidad de comprender mejor cuál es su importancia para el diseño de obras de protección contra inundaciones.

El gasto que conduce una corriente natural es variable, ya que depende de la lluvia que cae sobre la cuenca, tanto en el tiempo como en el espacio. Cuando se presentan grandes avenidas, la capacidad del cauce puede llegar a rebasarse con lo que se provocan inundaciones en la región aledaña a él (CONAGUA, 1996).

En este capítulo se presentan los métodos para el cálculo de avenidas de diseño que se utilizarán más adelante para realizar los cálculos del caso de estudio que se analizará.

La elección de la avenida de diseño para una obra de protección se ve influenciada por el costo y beneficio esperado por la construcción de ésta. Si se desea tener una protección casi total contra las inundaciones, para evitar daños a las propiedades localizadas cerca del cauce por donde escurre la avenida, se necesitan obras muy costosas ya que al evitar que la creciente exceda la capacidad de la estructura ello implica construir obras grandes. Como recomendación fundamental en algunas obras debe de aceptarse un cierto riesgo de que se presente una avenida máxima que provoque algún daño, cuya magnitud debe estar basada en consideraciones cuidadosas de las características de la misma, peligro de pérdida de vidas humanas y materiales, tipo de área que se desee proteger (de cultivo y/o urbana), limitaciones de tipo económico, etc. (CONAGUA, 1996).

2.1. Descripción de avenida y su cálculo.

A una avenida también se le puede denominar creciente, y ocurre cuando el nivel del agua en el cauce se eleva a niveles no usuales y generalmente esto sucede debido a las precipitaciones extraordinarias en la cuenca, ya que no es posible que se drene la totalidad del agua de la cuenca y también está relacionada con la permeabilidad de la cuenca, ya que el volumen de infiltración sería mínimo y el aumento del tirante del río se presentaría de forma aún más rápida.

Un parámetro muy importante a considerar en el estudio y cálculo de avenidas es el coeficiente de escurrimiento, ya que al conocerlo es posible estimar cuál es el volumen de agua que escurrirá y se incorporará al cauce principal de la cuenca y cuál es el volumen que se infiltrará al subsuelo.



De igual manera, para el estudio de avenidas es primordial contar con información, que se obtiene mediante el monitoreo de la cuenca, el cual se realiza con estaciones hidrométricas, que tendrían la información de gastos (m^3/s) o bien climatológicas, que aportarían información de precipitación (mm).

Mediante el análisis de datos de estaciones hidrométricas o climatológicas es posible tener una idea del comportamiento de las precipitaciones en la región y por lo tanto estimar las avenidas, las cuales de acuerdo con el tiempo en que se presentan se pueden clasificar en dos tipos:

- Periódicas
- Excepcionales
- Combinación de ambas

Las principales características de una avenida son las siguientes:

- Gasto pico
- Volumen
- Tiempo de concentración
- Velocidad con que aumenta el gasto

Calcular una avenida de diseño significa determinar cuál podría ser el incremento máximo del gasto en el cauce que se presentaría en un tiempo determinado. A este tiempo se le denomina período de retorno, el cual se definirá con mayor detalle en el siguiente apartado.

El cálculo de la avenida se realiza mediante el análisis de los caudales históricos que se han presentado en el cauce, el cual podría efectuarse directamente si se cuenta con estación hidrométrica cercana al punto de estudio o bien mediante modelos lluvia-escorrentía cuando solamente se dispone de información de precipitaciones.

2.2. Período de retorno asociado a la avenida de diseño.

El período de retorno T_r , puede definirse como el número promedio de años en que una avenida puede ser igualada o incluso excedida y se expresa en años.

Por ejemplo, si se diseña una obra para un gasto de $600 m^3/s$ que tiene asignado un período de retorno de 10 años, ello significa que el tiempo que transcurre para que vuelva a presentarse un gasto igual o mayor a él puede ser 8, 12, 13 o bien 7 años, nótese que el promedio de ellos es precisamente 10 años.

Existen varios criterios para establecer el período de retorno apropiado (Monsalve, 1999), según el caso particular de estudio, los cuales serían:

- Criterios económicos
En este caso se consideran los criterios económicos, tales como la comparación de los costos anuales de las obras con los daños producidos por crecientes. Se hace una



relación de los costos que tendrían las obras contra los costos que implicaría el daño que podría causar una avenida al no tener una obra que la contenga.

- Criterios usuales

En los casos en que no se tomen en cuenta los criterios económicos, la fijación del período de retorno se basa en criterios como:

- I. Vida útil de la obra.
- II. Tipo de estructura.
- III. Facilidad de reparación y ampliación.
- IV. Peligro de pérdida de vidas humanas.

- Criterios de riesgo

Otro criterio es la fijación, *a priori*, del riesgo que se desea asumir por el caso de que la obra llegase a fallar dentro de su tiempo de vida.

Si se define $P(x \geq x_0)$ como la probabilidad de que un evento x sea mayor o igual a un valor dado x_0 .

Se define $P(x < x_0) = 1 - P(x \geq x_0)$ como la probabilidad de que un evento sea menor a un valor dado x_0 .

Entonces, el tiempo de retorno Tr estaría dado por la expresión:

$$Tr = \frac{1}{P(x \geq x_0)} \quad (2.1)$$

$$P(x < x_0) = 1 - P(x \geq x_0) \quad (2.2)$$

Y por lo tanto, la probabilidad de que no ocurra un evento x no sea rebasado, sería:

$$J = (P(x < x_0))^n \quad (2.3)$$

Derivado de las ecuaciones anteriores es posible establecer que la probabilidad de ocurrencia dentro de n años de la vida útil de la obra, es decir el Riesgo Permisible, está dado por la expresión:

$$k = 1 - J = 1 - (P(x < x_0))^n \quad (2.4)$$

Sustituyendo 2.2 en 2.4:

$$k = 1 - (P(x \geq x_0))^n \quad (2.5)$$

Sustituyendo 2.1 en 2.5:

$$k = 1 - \left(1 - \frac{1}{Tr}\right)^n \quad (2.6)$$

Entonces:

$$T = \frac{1}{1 - (1 - k)^{1/n}} \quad (2.7)$$



Para obtener el periodo de retorno T_r aplicando la fórmula 2.7, es necesario conocer la vida útil de la obra en años, y el riesgo permisible de la misma, lo cual está relacionado con la probabilidad de que la avenida de diseño sea rebasada durante la vida útil de la obra (Monsalve, 1999).

En la tabla 2.1 se presenta el valor de T para varios riesgos permisibles k y para la vida útil de la obra n .

Riesgo permisible k	Vida útil de las obras, n (años)								
	1	2	3	5	10	25	50	100	200
0.01	100	199	299	498	995	2488	4975	9950	19900
0.02	50	99	149	248	495	1238	2475	4950	9900
0.05	20	39	59	98	195	488	975	1950	3900
0.1	10	19	29	48	95	238	475	950	1899
0.25	4	7	11	18	35	87	174	348	695
0.5	2	3	5	8	15	37	73	145	289
0.75	1.3	2	2.7	4.1	7.7	18	37	73	144
0.99	1	1.11	1.27	1.66	2.7	5.9	11	22	44

Tabla 2.1. Valores del período de retorno T_r (años). (Monsalve, 1999)

De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 1996), el período de retorno que se asigna a una obra está en función de la zona que se desee proteger; en la tabla 2.2 se muestran los valores considerados.

Características de la zona por proteger	Período de retorno T_r , en años
Parcelas agrícolas aisladas, sin posibles pérdidas de vidas humanas.	5
Distritos de riego, sin riesgo de pérdida de vidas humanas.	25
Zonas agrícolas, poco pobladas.	50
Zonas agrícolas, con poblados.	100
Zona industrial y urbana.	500
Zona densamente poblada.	1000
Ciudades.	1000

Tabla 2.2. Período de retorno en función de la zona por proteger. (CONAGUA, 1996)

2.3. Métodos para el cálculo de avenidas de diseño.

El factor que determina el método a utilizar para el cálculo de la avenida máxima esperada, es la disponibilidad de información del sitio de estudio. En el caso de que en el sitio de estudio exista una estación hidrométrica, el cálculo es un poco más sencillo, ya que solamente se aplicarán distribuciones de probabilidad a la muestra de datos con la finalidad de poder determinar el gasto de diseño para la obra de protección. En el caso que se cuente solamente con estaciones climatológicas será necesario aplicar un modelo lluvia-escorrimento además de realizar el análisis de la muestra de datos de precipitación mediante distribuciones de probabilidad.

Otra cuestión importante es la calidad de información, ya sea de gastos (estación hidrométrica) o bien de precipitación (estación climatológica), ya que lamentablemente en muchas ocasiones no se cuentan con registros completos o bien el dato puede no ser correcto por diversas cuestiones; como por ejemplo que en ocasiones el equipo de mediciones sufre daños, no tiene baterías para tomar las mediciones, se los roban, entre otros percances.

Para poder aplicar las distribuciones de probabilidad es necesario obtener la media aritmética de los datos mediante la siguiente expresión:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (2.1)$$

También es importante conocer la desviación estándar de la muestra mediante la siguiente ecuación:

$$s = \sqrt{\left[\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1} \right]} \quad (2.2)$$

2.3.1 Distribución Normal.

La función de densidad de probabilidad normal está dada por:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} \quad (2.3)$$

Donde μ y σ son parámetros de la distribución, la media y la desviación estándar, respectivamente. En la figura 2.1 se muestra la forma de la distribución normal.

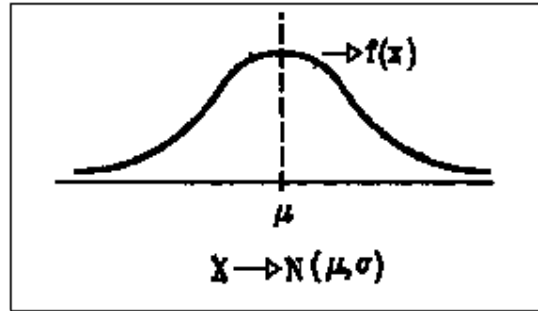


Figura 2.1. Forma de la distribución normal.

Fuente: http://ocwus.us.es/metodos-de-investigacion-y-diagnostico-en-educacion/analisis-de-datos-en-la-investigacion-educativa/Bloque_1/page_68.htm/

Actualmente no se ha llegado a una solución analítica de la ecuación 2.3, por lo que se resuelve mediante métodos numéricos, lo cual complica la solución; sin embargo mediante la estandarización de x , se obtiene una nueva variable aleatoria z , dada por:

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad (2.4)$$

La cual está normalmente distribuida con $\mu=0$ y $\sigma=1$, así la función de distribución de probabilidad se puede escribir como:

$$F(x) = F(z) = \int_{-\infty}^z \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}} dz \quad (2.5)$$

La función $F(z)$ se ha calculado numéricamente y se han publicado tablas para obtener sus valores (tabla 1 del Anexo A).

Ahora bien, para aplicar esta distribución a la muestra de datos, es necesario asignar el período de retorno apropiado de acuerdo a alguno de los criterios mencionados en el apartado 2.2.1, posteriormente se aplicaría la expresión:

$$P(X \leq x) = \frac{T - 1}{T} \quad (2.6)$$

Entonces:

$$F(x) = P(X \leq x) = \frac{T - 1}{T}$$

Se obtiene el valor de $F(x)$ y se busca en las tablas para la distribución normal (tabla 1 Anexo A) y se obtiene el valor de z (el cual se compondría de un número entero ubicado en el encabezado de la columna y uno decimal ubicado en el encabezado de las filas). Finalmente se despeja x de la ecuación 2.4 y se obtiene así el valor para el gasto ó precipitación de acuerdo al período de retorno elegido.

2.3.2 Distribución Lognormal.

En esta función los logaritmos naturales de la variable aleatoria se distribuyen normalmente. La función de densidad de probabilidad es:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{1}{x\beta} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln x - \alpha}{\beta}\right)^2} \quad (2.7)$$

Donde α y β son los parámetros de la distribución, la media y la desviación estándar respectivamente de los logaritmos de la variable aleatoria. La forma de la distribución lognormal se muestra en la figura 2.2.

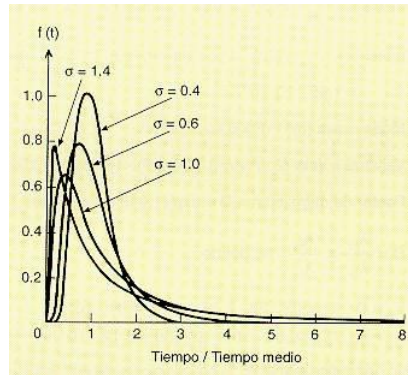


Figura 2.2. Forma de la distribución lognormal para distintos valores de σ .

Fuente: http://www.jmcpri.net/ntp/@datos/ntp_418.htm

En la figura 2.2 es posible apreciar que la distribución lognormal no necesariamente es simétrica.

Los valores de α y β se calculan mediante las siguientes expresiones:

$$\alpha = \sum_{i=1}^n \frac{\ln x_i}{n} \quad (2.8)$$

$$\beta = \left[\sum_{i=1}^n \frac{(\ln x_i - \alpha)^2}{n} \right]^{1/2} \quad (2.9)$$

Donde n es el número de registros con los que se cuenta.

La función de distribución de probabilidad se define como:

$$F(x) = \int_0^x \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{1}{x\beta} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln x - \alpha}{\beta}\right)^2} dx \quad (2.10)$$

Tal como sucede en la distribución normal, se utilizará la tabla 1 del Anexo A para consultar los valores de la distribución mediante la expresión:

$$z = \frac{\ln x - \alpha}{\beta} \quad (2.11)$$

2.3.3 Distribución Pearson III o Gamma de tres parámetros.

La función de densidad de probabilidad de Pearson III está dada por la siguiente ecuación:

$$f(x) = \frac{1}{\alpha_1 \Gamma(\beta_1)} \left\{ \frac{x - \delta_1}{\alpha_1} \right\}^{\beta_1 - 1} e^{-\frac{x - \delta_1}{\alpha_1}} \quad (2.12)$$

Donde α_1 , β_1 y δ_1 son los parámetros de la función y $\Gamma(\beta_1)$ es la función Gamma. Los parámetros α_1 , β_1 y δ_1 se evalúan, a partir de los n datos disponibles de la estación de medición, mediante las siguientes ecuaciones:

$$\bar{x} = \alpha_1 \beta_1 + \delta_1 \quad (2.13)$$

$$S^2 = \alpha_1^2 \beta_1 \quad (2.14)$$

$$\gamma = \frac{2}{\sqrt{\beta_1}} \quad (2.15)$$

Donde \bar{x} es la media de los datos, S^2 su varianza y γ su coeficiente de sesgo, el cual está dado por:

$$\gamma = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^3 / n}{S^3} \quad (2.16)$$

La función de distribución de probabilidad está dada por la siguiente expresión:

$$F(x) = \frac{1}{\alpha_1 \Gamma(\beta_1)} \int_0^x e^{-\left(\frac{x - \delta_1}{\alpha_1}\right)} \left(\frac{x - \delta_1}{\alpha_1}\right)^{\beta_1 - 1} dx \quad (2.17)$$

Con la variable:

$$y = \left(\frac{x - \delta_1}{\alpha_1}\right) \quad (2.18)$$

Sustituyendo y en la ecuación 2.17 nos quedaría:

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(\beta_1)} \int_0^y e^{-y} y^{\beta_1-1} dy \quad (2.19)$$

La expresión 2.19 es una función de distribución ji cuadrada con $2\beta_1$ grados de libertad y:

$$\chi^2 = 2y \quad (2.20)$$

Entonces:

$$F(y) = F(\chi^2|v) = F_{\chi^2}(2y|2\beta_1) \quad (2.21)$$

En la tabla 2 del anexo A se encuentra la función de distribución χ^2 . Esta forma de emplear la función de distribución Pearson III, es estrictamente válida cuando $\beta_1 = \eta/2$, donde η es un entero positivo cualquiera. En el caso de que 2β no sea un entero, puede tomarse como el entero más próximo o bien interpolar en la tabla 2 del anexo A. Cuando $\beta < 0.3$, será necesario acudir a las tablas de la función de distribución Gamma de un parámetro.

2.3.4 Distribución Gumbel.

A esta distribución también se le conoce como distribución general de valores extremos y es ampliamente utilizada para el análisis tanto de inundaciones y sequías, ya que se analizan los valores máximos o mínimos.

La función de densidad de probabilidad es entonces:

$$f(x) = \alpha e^{[-\alpha(x-\beta) - e^{-\alpha(x-\beta)}]} \quad (2.22)$$

Donde α y β son parámetros de la función y se calculan mediante las expresiones 2.23 y 2.24, para muestras muy grandes:

$$\alpha = \frac{1.2825}{S} \quad (2.23)$$

$$\beta = \bar{x} - 0.45S \quad (2.24)$$

Y para muestras relativamente pequeñas, los parámetros se calculan con las ecuaciones 2.25 y 2.26, donde σ_y y μ_y se obtienen de la tabla 2.3.

$$\alpha = \frac{\sigma_y}{S} \quad (2.25)$$



$$\beta = \bar{x} - \frac{\mu_y}{\alpha} \quad (2.26)$$

n	μ_y	σ_y
10	0.4952	0.9496
15	0.5128	1.0206
20	0.5236	1.0628
25	0.5309	1.0914
30	0.5362	1.1124
35	0.5403	1.1285
40	0.5436	1.1413
45	0.5463	1.1518
50	0.5485	1.1607
55	0.5504	1.1682
60	0.5521	1.1747
65	0.5535	1.1803
70	0.5548	1.1854
75	0.5559	1.1898
80	0.5569	1.1938
85	0.5578	1.1974
90	0.5586	1.2007
95	0.5593	1.2037
100	0.56	1.2065

Tabla 2.3. Valores para σ_y y μ_y . (Aparicio, 2007)

2.3.5 Distribución Gumbel para dos poblaciones.

Esta distribución considera una muestra con una mezcla de dos poblaciones. Una de las aplicaciones que tiene es considerar la muestra constituida por precipitaciones convectivas y de origen ciclónico.

Este método fue propuesto por el Dr. González Villarreal (1970), a continuación se detallan los pasos para su aplicación:

- 1) Se procede a separar la muestra de datos, los cuales se separan de acuerdo a los siguientes criterios:
 - a) Lluvias ciclónicas, considerando la temporada de ciclones.
 - b) Magnitud de las precipitaciones: En general, las precipitaciones mayores son de origen ciclónico.



- 2) Se calcula la probabilidad p de que en la muestra de datos, un año cualquiera no sea ciclónico, mediante la siguiente ecuación:

$$p = \frac{N_n}{N_T} \quad (2.27)$$

Donde:

N_n : Es la población de años no ciclónicos.

N_T : Población total.

- 3) Esta distribución es de 5 parámetros, los cuáles son:

$N_c(\bar{x}_2, S_2)$ Para eventos ciclónicos.

$N_n(\bar{x}_1, S_1)$, p Para eventos no ciclónicos.

El cálculo de los parámetros se realiza de manera similar al método Gumbel, mediante las siguientes expresiones:

$$\alpha_1 = \frac{\sigma_{y1}}{S_1} \quad (2.28)$$

$$\alpha_2 = \frac{\sigma_{y2}}{S_2} \quad (2.29)$$

$$\beta_1 = \bar{x}_1 - \frac{\mu_{y1}}{\alpha_1} \quad (2.30)$$

$$\beta_2 = \bar{x}_2 - \frac{\mu_{y2}}{\alpha_2} \quad (2.31)$$

- 4) La precipitación o el gasto máximo probable se calcula mediante la ecuación:

$$F(x) = e^{-e^{-\alpha_1(x-\beta_1)}} \left[p + (1-p)e^{-e^{-\alpha_2(x-\beta_2)}} \right] \quad (2.32)$$

La expresión anterior se calcula por tanteos, para asociarla a un período de retorno T_r .



2.3.6 Pruebas de ajuste de bondad.

Las pruebas de ajuste de bondad se realizan para determinar cuál es la función de densidad de probabilidad que mejor se ajusta a la muestra de datos que se tiene. Es necesario realizarlas para comprobar cuál es la función que mejor representa el comportamiento de la muestra de datos que se tiene.

2.3.6.1 Mínimo error cuadrático.

En este método se calcula, para cada distribución, el error cuadrático, y se selecciona el mínimo, como el que mejor relación o ajuste presenta entre la muestra y la función de distribución. Se calcula mediante la expresión 2.34:

$$C = \left[\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 \right]^{1/2} \quad (2.33)$$

Donde

X_i = es el i-ésimo dato estimado

Y_i = es el i-ésimo dato calculado con la función de distribución bajo análisis

N = Número de datos

2.4 Relación Lluvia-Escorrimento.

Como se mencionó en el apartado 2.3, será necesario aplicar para el cálculo de la avenida de diseño, las relaciones Lluvia-Escorrimento en los casos donde se cuente solamente con información de precipitación de las estaciones climatológicas. Para el caso particular en el desarrollo del presente trabajo, se aplicarán las relaciones lluvia-escorrimento para calcular la avenida de diseño mediante las estimaciones de precipitación de acuerdo con los escenarios de cambio climático para el siglo XXI.

Para aplicar las relaciones lluvia-escorrimento es necesario conocer las características de la cuenca como:

- Área de la cuenca (A_c).
- Precipitación media en la cuenca (h_p máxima en 24 horas).
- Tiempo de concentración (T_c).



- Longitud del cauce principal (L).
- Pendiente del cauce principal (S).
- Desnivel total (D).
- Distribución de la lluvia en el tiempo (de).
- Distribución de la lluvia en el espacio (hpd).

Ecuaciones de Kuichling.

Además de los parámetros antes mencionados, también es necesario obtener la precipitación de diseño (hp_d) y la intensidad de precipitación (i) de la cuenca, los cuales se pueden obtener mediante la aplicación de las ecuaciones de Kuichling. Sin embargo, antes necesitamos calcular el tiempo de concentración (t_c), e y k.

1. Cálculo del tiempo de concentración.

El tiempo que transcurre entre el inicio de la lluvia y el establecimiento del gasto de equilibrio se le denomina tiempo de concentración (t_c), y equivale al tiempo que tarda el agua en pasar del punto más alejado hasta la salida de la cuenca (Aparicio, 2007).

Según Kirpich:

$$t_c = 0.000325 \frac{L^{0.77}}{S^{0.385}} \quad (2.34)$$

Donde:

t_c ; tiempo de concentración, resulta en h.

L; longitud se expresa en m.

S; es la pendiente del cauce principal.

De acuerdo con Rowe:

$$t_c = \left(\frac{0.87L^3}{D} \right)^{0.385} \quad (2.35)$$

Donde:

t_c ; tiempo de concentración, resulta en h.

L; longitud del cauce principal, se expresa en km.

D; desnivel del cauce principal en metros.



De acuerdo con S.C.S. (Soil Conservation Service):

$$t_c = \frac{L^{1.15}}{3085D^{0.385}} \quad (2.36)$$

Donde:

t_c ; tiempo de concentración, resulta en h.

L; longitud del cauce principal, se expresa en metros.

D; desnivel del cauce principal en metros.

2. Cálculo del coeficiente e.

El coeficiente e es necesario para la aplicación de la ecuación de Kuichling que se detallará más adelante. Este coeficiente se determina en función del tiempo de concentración y se establece de acuerdo a la tabla 2.4.

e	Características de la cuenca
0.45-0.50	Cuenca muy Grande $t_c \geq 48$ hrs
0.50-0.55	Cuenca Grande $24 \text{ hrs} < t_c < 48 \text{ hrs}$
0.55-0.60	Cuenca Mediana $6 \text{ hrs} < t_c < 24 \text{ hrs}$
0.60-0.70	Cuenca Chica $1 \text{ hr} < t_c < 6 \text{ hrs}$
0.70-0.80	Cuenca muy Pequeña $t_c < 1 \text{ hr}$

Tabla 2.4. Determinación del coeficiente e, en función del tiempo de concentración (Kuichling, 1889).

Dependiendo del tiempo de concentración que se tenga, se interpola para obtener el valor del coeficiente e, mediante la siguiente ecuación:

$$e = e_1 + \left[(t_c - t_{c1}) \left(\frac{e_2 - e_1}{t_{c2} - t_{c1}} \right) \right] \quad (2.37)$$

Donde:

e; coeficiente correspondiente el t_c deseado, adimensional.

e_1 ; coeficiente correspondiente al t_{c1} , adimensional.

e_2 ; coeficiente correspondiente al t_{c2} , adimensional.

t_c ; tiempo de concentración deseado, en horas.

t_{c1} ; tiempo de concentración menor, en horas.

t_{c2} ; tiempo de concentración mayor, en horas.



3. Cálculo del coeficiente k.

Habiendo calculado el coeficiente e y después de aplicar las funciones de distribución de probabilidad a los datos de precipitación para obtener la precipitación media en la cuenca para diferentes períodos de retorno, se puede obtener el valor de k mediante la siguiente ecuación:

$$k = \frac{hp_m(1 - e)}{24^{1-e}} \quad (2.38)$$

4. Cálculo de la lluvia de diseño hp_d y de la intensidad.

La lluvia de diseño y la intensidad se pueden calcular mediante las expresiones 2.39 y 2.40 respectivamente.

$$hp_d = \frac{ktc^{1-e}}{1 - e} \quad (2.39)$$

$$i = \frac{k}{(1 - e)tc^e} \quad (2.40)$$

Donde:

hp_d ; es la lluvia de diseño en milímetros.

i ; es la intensidad en milímetros por hora.

k; es el coeficiente de Kuichling calculado con la ecuación 2.38, adimensional.

tc; es el tiempo de concentración en horas.

e; es el coeficiente calculado con la expresión 2.37, adimensional.

5. Método de los números de escurrimiento.

Este método es utilizado para el cálculo de la lluvia efectiva. Fue propuesto por el U.S. Soil Conservation Service. La lluvia efectiva se calcula mediante la expresión:

$$hp_e = \frac{\left(hp_d - \frac{508}{N} + 5.08\right)^2}{\left(hp_d + \frac{2032}{N} - 20.32\right)} \quad (2.41)$$

Donde:

hp_e ; lluvia efectiva en cm.

hp_d ; lluvia de diseño en cm.

N; número de escurrimiento, adimensional.

El valor de N depende del tipo de suelo, la cobertura vegetal, la pendiente del terreno y la precipitación antecedente, entre otros factores. En la tabla 2.5 se muestran los valores de N para algunas condiciones.



Uso de la tierra y cobertura	Tratamiento del suelo	Pendiente del terreno en %	Tipo de suelo			
			A	B	C	D
Sin cultivo	Surcos rectos	-	77	86	91	94
Cultivos en surco	Surcos rectos	>1	72	81	88	91
	Surcos rectos	<1	67	78	85	89
	Contorneo	>1	70	79	84	88
	Contorneo	<1	65	75	82	86
	Terrazas	>1	66	74	80	82
	Terrazas	<1	62	71	78	81
Cereales	Surcos rectos	>1	65	76	84	88
	Surcos rectos	<1	63	75	83	87
	Contorneo	>1	63	74	82	85
	Contorneo	<1	61	73	81	84
	Terrazas	>1	61	72	79	82
	Terrazas	<1	59	70	78	81
Leguminosas o praderas con rotación	Surcos rectos	>1	66	77	85	89
	Surcos rectos	<1	58	72	81	85
	Contorneo	>1	64	75	83	85
	Contorneo	<1	55	69	78	83
	Terrazas	>1	63	73	80	83
	Terrazas	<1	51	67	76	80
Pastizales	-----	>1	68	79	86	89
	-----	<1	39	61	74	80
	Contorneo	>1	47	67	81	88
	Contorneo	<1	6	35	70	79
Pradera permanente		<1	30	58	71	78
Bosques naturales	Muy malo	-	56	75	86	91
	Ralo	-	46	68	78	84
	Normal	-	36	60	70	77
	Espeso	-	26	52	62	69
	Muy espeso	-	15	44	54	61
Caminos	De terracería	-	72	82	87	89
	Superficie dura	-	74	84	90	92

Tabla 2.5. Valores de N para diferentes tipos y usos de suelo (Aparicio, 2007).

A continuación se explicarán los métodos Racional Americano y el Hidrograma Unitario Triangular.

2.4.1. Método Racional Americano.

Este método también es conocido como Fórmula Racional, es posiblemente el modelo más antiguo de la relación lluvia-escorrimento. Toma en cuenta, además del área de la cuenca, la altura o intensidad de la precipitación.

Supóngase que en una cuenca impermeable se hace caer uniformemente una lluvia de intensidad constante durante un largo tiempo. Al principio, el gasto que sale de la cuenca será creciente con el tiempo, pero llegará un momento en el que se alcance un punto de equilibrio, es decir, en el que el volumen que entra por unidad de tiempo por la lluvia sea el mismo que el gasto de salida de la cuenca (Figura 2.3).

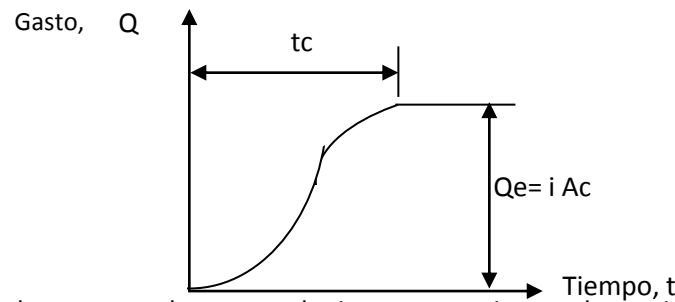


Figura 2.3 Se observa que el gasto es el mismo, en un tiempo determinado (Aparicio, 2007).

La ecuación para calcular el gasto es:

$$Q = 0.278 C_e i A_c, \frac{m^3}{seg} \quad (2.42)$$

Donde:

Q; gasto, en m^3/seg .

0.278; factor de conversión de unidades.

Ce; coeficiente de escurrimiento, a dimensional (depende del uso de suelo y $C_e = h_{pe}/h_p$, h_{pe} : lluvia efectiva o en exceso y h_p : lámina de lluvia).

i; intensidad, mm/hora.

A_c; área de la cuenca, Km².

2.4.2. Hidrograma Unitario Triangular.

Un Hidrograma Unitario se define como el hidrograma de escurrimiento directo que se produce por una lluvia efectiva o en exceso (h_{pe}) de lámina unitaria, duración d_e y repartida uniformemente en la cuenca (Aparicio, 2007). Mockus desarrolló un hidrograma unitario sintético de forma triangular, como se muestra en la figura 2.4.

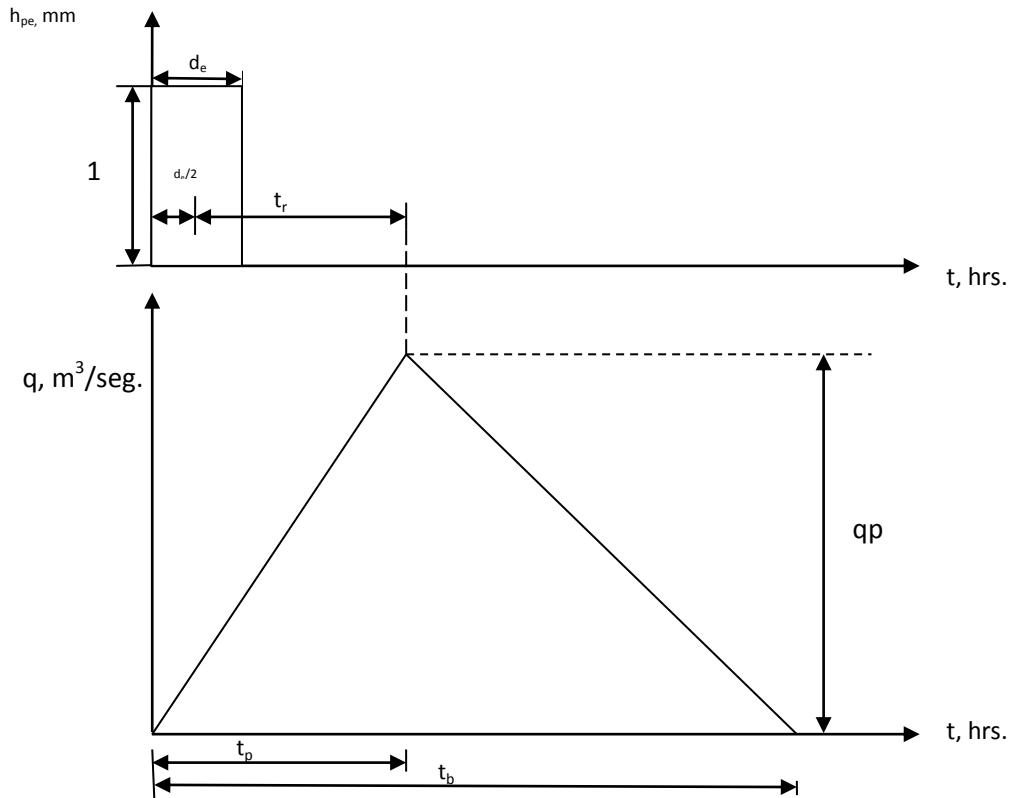


Figura 2.4 Hidrograma Unitario Sintético (Forma Triangular). (Aparicio, 2007)

De la geometría del hidrograma unitario, se escribe el gasto pico como:

$$q_p = \frac{0.555A}{t_b} \quad (2.43)$$

Donde:

q_p ; gasto pico en $m^3/s/mm$.

A ; área de la cuenca en km^2 .

t_b ; tiempo base en h.



Del análisis de varios hidrogramas, Mockus concluye que el tiempo base y el tiempo pico t_p se relacionan mediante la expresión:

$$t_p = 2.67t_b \quad (2.44)$$

A su vez, el tiempo pico se expresa como:

$$t_p = \frac{d_e}{2} + t_r \quad (2.45)$$

Donde:

d_e : es la duración en exceso en h.

t_r : el tiempo de retraso, el cual se estima mediante el tiempo de concentración en h.

$$t_c: t_r = 0.6t_c \quad (2.46)$$

O bien con la ecuación siguiente (Ecuación de Ven Te Chow):

$$t_r = 0.005 \left[\frac{L}{\sqrt{S}} \right]^{0.64} \quad (2.47)$$

Además, la duración de la precipitación en exceso con la que se tiene mayor gasto de pico, a falta de mejores datos, se puede calcular aproximadamente como:

$$d_e = 2\sqrt{t_c} \quad (2.48)$$

Para cuencas grandes, o bien $d_e = t_c$ para las pequeñas. De acuerdo con V.T. Chow, una cuenca se considera grande cuando su superficie es mayor a 250 kilómetros cuadrados. Todos los tiempos y la duración de la lluvia en exceso en las ecuaciones 2.44 a 2.48 están en h. Sustituyendo 2.44 en 2.43 se obtiene:

$$q_p = \frac{0.208 A}{t_p} \quad (2.49)$$

Donde (ecuaciones 2.45 a 2.48):

$$t_p = \sqrt{t_c} + 0.6 t_c \quad (2.50)$$

Con las ecuaciones 2.44, 2.45 y 2.50 se calculan las características del hidrograma unitario triangular. El Gasto pluvial se obtiene de la ecuación 2.51:

$$Q_p = \frac{0.208 Ac}{t_p} * hpe \quad (2.51)$$

Donde:

Q_p ; gasto pluvial en m^3/seg .

0.278; factor de conversión de unidades.

A_c ; área de la cuenca.

t_p ; tiempo pico, hrs.

h_{pe} ; lluvia efectiva, mm.

$$h_{pe} = C_e * h_p \quad (2.52)$$

2.4.3. Polígonos de Thiessen.

Para realizar un análisis de la precipitación en la cuenca es necesario trazar los polígonos de Thiessen. Una estación climatológica nos permite conocer la precipitación en distintos puntos de la cuenca, sin embargo para realizar un análisis a detalle, necesitamos conocer la distribución de esta lluvia en toda el área de la cuenca.

Los pasos del método para trazar los polígonos serían los siguientes (Aparicio, 2007):

1. Unir, mediante líneas rectas dibujadas en un plano de la cuenca, las estaciones más próximas entre sí. Con ello se forman triángulos en cuyos vértices están las estaciones pluviométricas. En la figura 2.5 se ilustra la unión de las estaciones formando triángulos.

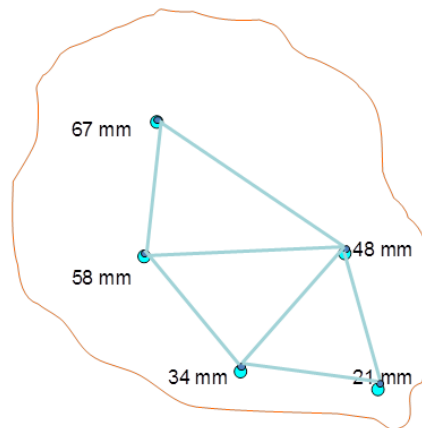


Figura 2.5. Unión de las estaciones formando triángulos.

2. Trazar líneas rectas que bisectan los lados de los triángulos. Por geometría elemental, las líneas correspondientes a cada triángulo convergerán en un solo punto.

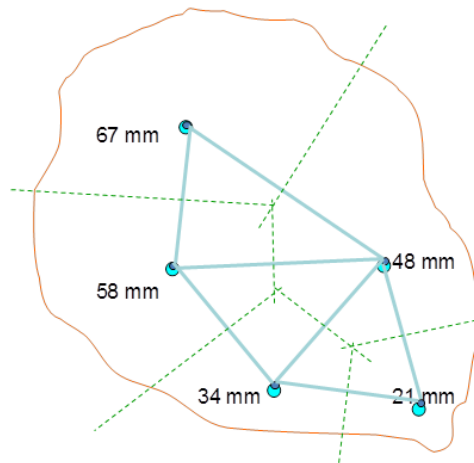


Figura 2.6. Trazo de líneas bisectrices.

3. Cada estación pluviométrica quedará rodeada por las líneas rectas del paso 2, que forman los llamados polígonos de Thiessen y, en algunos casos, en parte por el parteaguas de la cuenca. El área encerrada por los polígonos de Thiessen y el parteaguas será el área de influencia de la estación correspondiente.

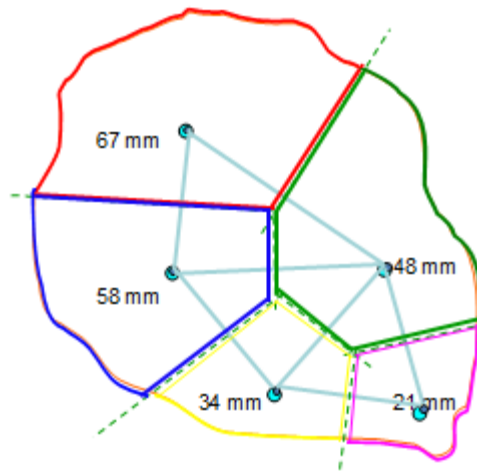


Figura 2.7. Formación de los polígonos de Thiessen.

Una vez que se tienen los polígonos de Thiessen, la precipitación media en la cuenca, se obtiene mediante la expresión 2.49:

$$\overline{hp} = \frac{\sum A_i hp_i}{A_T} \quad (2.53)$$

CAPÍTULO III MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL.

3.1. Modelo de Circulación General (GCM)

Un modelo es la una representación simplificada de la realidad, lo cual nos permite comprenderla mejor y por lo tanto analizarla y llegar a la solución de la problemática que se tenga. Ésa sería la finalidad de construir modelos, los cuáles son tan complejos como el sistema que tratan de representar. Ahora bien, un GCM es un modelo que trata de representar la atmósfera, que es uno de los sistemas más complejos, en el cual ocurren fenómenos físicos y químicos a diferentes escalas, los cuáles pueden ser explicados mediante ecuaciones de gran complejidad, las cuales son posibles de resolver hoy en día gracias al desarrollo de computadoras de gran capacidad de procesamiento.

Los modelos numéricos representan cuantitativamente, a partir de principios fundamentales, el comportamiento y respuesta de un sistema a determinados forzantes (cantidad de energía solar que llega a la Tierra, anomalías de temperatura de superficie del mar, concentraciones de gases antropogénicos y de partículas en la atmósfera, etc.), usando ecuaciones matemáticas para describir los distintos componentes del sistema y las relaciones entre ellos (Magaña, 2010). En la figura 3.1 se ilustra la evolución de los GCM's en cuanto a las variables que involucran.



Figura 3.1 Evolución de los elementos considerados en los modelos de clima. (Magaña, 2010)

En la figura 3.1 se puede apreciar la evolución de los modelos de circulación general en cuanto a las variables que involucran. En la década de los 70's solamente consideraban la atmósfera, posteriormente en los 80's incluyeron la parte continental, a principios de los 90's incluyeron los océanos y la química atmosférica; y a finales de esa década tomaron en cuenta también el ciclo del sulfuro, la vegetación; para el año 2000 incluyeron los aerosoles y el ciclo del carbono dividido en carbono continental y oceánico; finalmente descartaron el ciclo del carbono oceánico.

3.2. Predictibilidad del clima.

Es importante definir dos conceptos, predicción meteorológica y predicción climática. La primera es posible realizarla con gran exactitud y es la utilizada en los pronósticos a 2 y 3 días de huracanes y fenómenos meteorológicos cuando se aproximan a tierra. Como límite se puede realizar la predicción a dos o tres semanas, sin embargo el error se incrementa. La predicción climática más cualitativa que cuantitativa, sólo busca conocer el clima, es el estado promediado del clima. En los estudios meteorológicos, la incógnita es la temperatura puntual e instantánea; pero, en los estudios climáticos, la incógnita es un promedio espacial y temporal (Madrid).

En la figura 3.2 se ilustra un ejemplo de pronóstico a 120 horas de la trayectoria del huracán Iván en el 2004 y se puede apreciar que este tipo de pronóstico tiene cierto grado de incertidumbre y finalmente la trayectoria observada fue la de la línea negra.

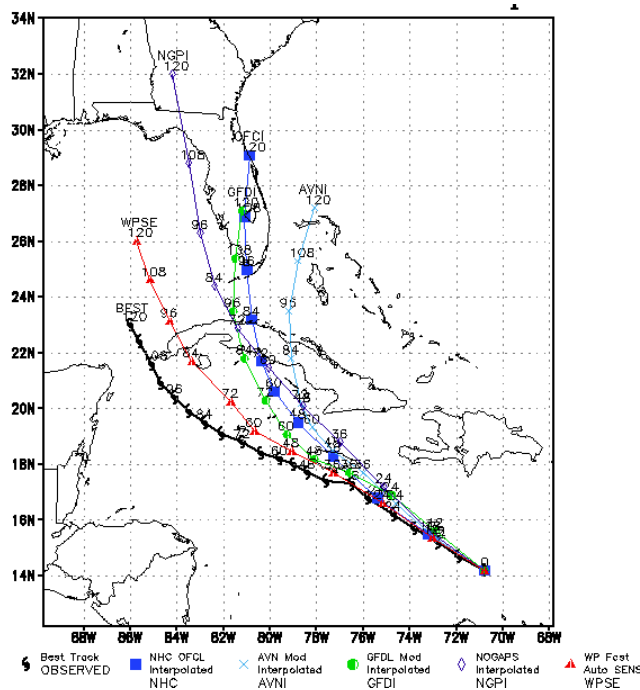


Figura 3.2 Ejemplo de pronóstico a 120 horas de la trayectoria del huracán Iván (Magaña, 2010).



Aunque los modelos matemáticos de la dinámica atmosférica son buenos, la asimilación de datos a partir de las observaciones sea buena, a pesar también de que la solución obtenida sea una buena aproximación, todavía nos queda una pregunta por hacer: ¿por qué aún no se es capaz de predecir con precisión el tiempo que hará, por ejemplo, dentro de dos semanas? Para responder a esta pregunta, en 1963, el meteorólogo americano Edward Lorenz dedujo de las ecuaciones de la dinámica atmosférica un sistema no lineal de apariencia muy sencilla, aunque sin significado meteorológico, denominado sistema de Lorenz. Un estudio exhaustivo de las soluciones numéricas de este sistema con diferentes condiciones iniciales deparó a Lorenz dos grandes sorpresas: la gran sensibilidad a largo plazo de la solución con respecto de las condiciones iniciales, es decir el carácter caótico al que Lorenz se refirió como efecto mariposa, y la existencia de un atractor extraño alrededor del cual se enrollan todas las trayectorias para tiempos muy grandes (Lezaun, 2002).

El estudio de Lorenz mostró la naturaleza caótica de la atmósfera hace que los pronósticos pierdan toda validez más allá de dos semanas, incluso teniendo un modelo perfecto y con condiciones iniciales casi perfectas. Así, los métodos de predicción que utilizan un solo modelo y una sola integración, sólo son capaces de dar previsiones del tiempo para un horizonte de hasta diez días, pero su fiabilidad decrece mucho cuando la predicción va más allá de cinco días (Lezaun, 2002).

Sin embargo es importante tomar en cuenta que el clima es el tiempo promedio en una reunión y en una época determinada y la probabilidad de ocurrencia de sus valores extremos. Y es importante conocer su comportamiento y hacer una descripción cualitativa más que cuantitativa. La climatología se puede decir que es una ciencia estadística. Los modelos numéricos de predicción del clima son muy parecidos a los de previsión del tiempo, salvo dos diferencias esenciales. La primera es que como en los modelos climáticos el horizonte de predicción es muy largo, puede ir de cientos a miles de años, para poder ejecutarlos en un plazo de tiempo razonable las cajas atmosféricas tienen que ser grandes, de 200 a 300 km de lado. Esto hace que las parametrizaciones físicas, la evaluación de los efectos estadísticos de los fenómenos de escala subcaja, sean, si cabe, más necesarias para que los cálculos en la escala resoluble sean realistas. La segunda se debe a que las variaciones climáticas tienen lugar en grandes escalas de tiempo, por lo que no se puede desprestigiar las interacciones entre la atmósfera, los océanos, los hielos polares y la biosfera. Así, un modelo climático debe acoplar un modelo atmosférico, uno oceánico, uno de los hielos polares y un modelo de la biosfera. Esto, además de las propias dificultades de concepción de los modelos individuales, acarrea problemas matemáticos delicados sobre el acoplamiento entre los distintos dominios y sobre la definición de las condiciones de interacción en las fronteras comunes. En cualquier caso, en todas estas cuestiones todavía es necesario realizar muchas investigaciones y desarrollos matemáticos (Lezaun, 2002).



Magaña, basado en la investigación del Dr. Jagadish Shukla de la Universidad de Maryland menciona que se conocen suficientemente bien los factores que establecen el estado base del clima: la energía del sol, la velocidad de rotación y la masa del planeta, la composición química de la atmósfera y la distribución del océano y los continentes; y que por ello, la predicción del clima, es factible y, dada la mejora significativa en la calidad de los modelos del clima durante la década pasada, es incluso un asunto muy importante. Aun así seguirá siendo muy difícil asegurar si lloverá al medio día del día siguiente, pero será posible hacer afirmaciones sobre el estado medio de la atmósfera esperado para los próximos meses, e incluso años (Magaña, 2010).

3.3 Modelo Japonés de Alta Resolución.

El Modelo Japonés de Alta Resolución es uno de los modelos de circulación general que se han desarrollado para poder comprender el funcionamiento y la interacción de las variables atmosféricas, y ha sido utilizado para profundizar en el conocimiento de los cambios que podría esperarse debido a los escenarios de emisión de GEI. Este modelo fue creado por el Instituto de Investigaciones Meteorológicas de la Agencia Meteorológica Japonesa (Oouchi et al., 2006), a pesar de ser un modelo de circulación general, tiene muy buena resolución espacial (20 km por 20 km aproximadamente), está basado en el escenario del IPCC A1B y ha sido utilizado por el IMTA para realizar investigaciones sobre los impactos del cambio climático en distintos ámbitos, publicados en el Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante el cambio climático.

Una de las ventajas de trabajar con este modelo, es que reproduce muy bien la precipitación máxima a lo largo de las costas del Océano Pacífico y del Golfo de México, presenta valores relativamente menores en el altiplano, y valores mínimos en la península de Baja California. La base de datos de este modelo consta de tres períodos, el histórico (1979-2003), futuro cercano (2015-2039) y finales de siglo (2075-2099).

En la figura 3.3 se muestra la representación de la precipitación acumulada de mayo a noviembre para el período 1979-2003, de los datos obtenidos del Modelo Japonés.

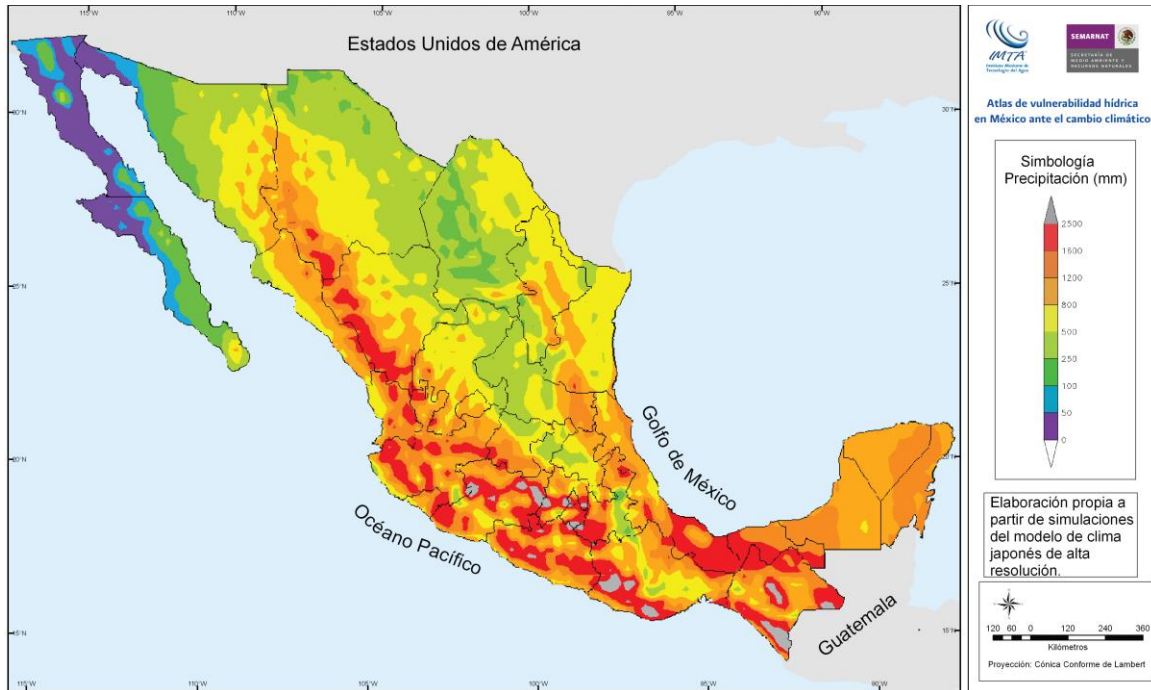


Figura 3.3 Precipitación acumulada mayo-noviembre (mm), promedio de 1979-2003.

A continuación, en la figura 3.4 se muestra una anomalía de precipitación para el período 2015-2039, donde se puede apreciar de acuerdo a la barra de colores mostrada en el lado derecho de la figura, que por ejemplo, para el estado de Tabasco la anomalía es positiva y se encuentra en el rango de 0 a 50 mm.

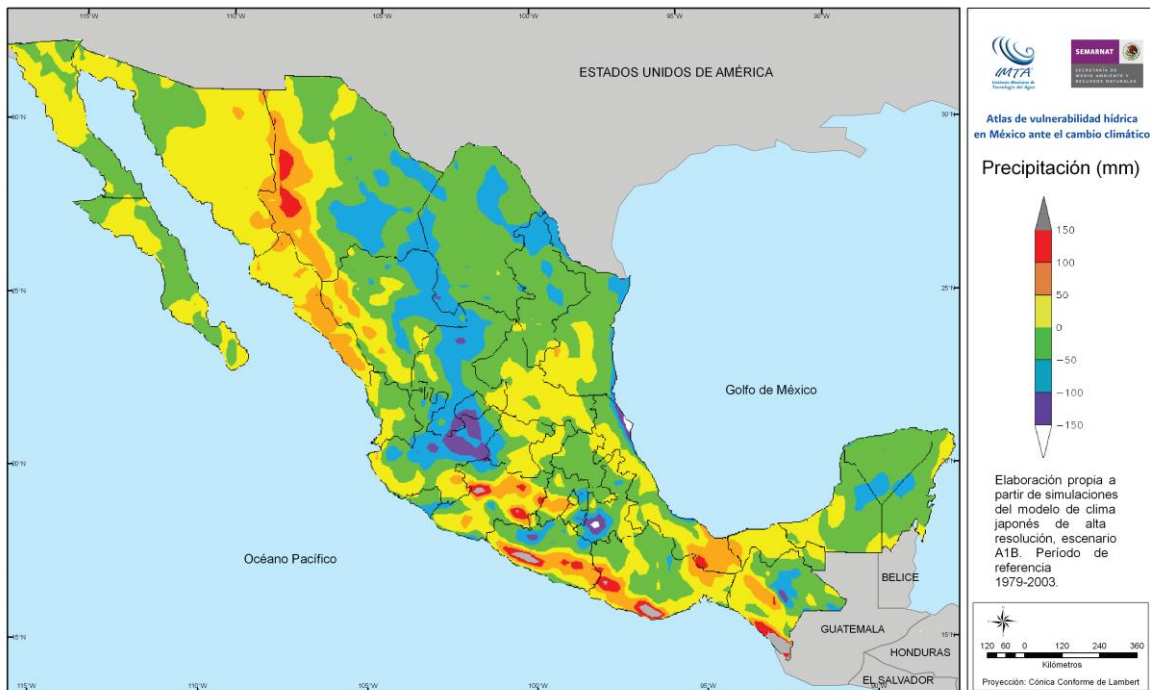


Figura 3.4 Precipitación acumulada mayo-noviembre (mm), promedio de 2015-2039.



El Modelo Japonés, para representar la interacción de los elementos de la atmósfera, incluye las siguientes variables, entre muchas otras:

- Presión del nivel del mar.
- Presión en la superficie.
- Temperatura del aire a dos metros de la superficie.
- Humedad específica del aire a dos metros de la superficie.
- Humedad relativa del aire a dos metros de la superficie.
- Radiación.
- Precipitación convectiva.
- Precipitación de gran escala.
- Precipitaciones de nieve.
- Flujo del vapor de agua.
- Flujo de calor latente.
- Flujo de calor sensible.
- Evaporación.
- Sublimación.
- Evapotranspiración.
- Infiltración.
- Flujo de calor en el suelo.

Como se puede apreciar el Modelo Japonés involucra muchísimas variables, es un modelo muy complejo que trata de reproducir el comportamiento real del clima, pero que no deja de ser como cualquier otro modelo, una aproximación a la realidad.

El Modelo Japonés de Alta Resolución fue alimentado con datos de un proyecto llamado “Análisis fusionado de precipitación” (CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP)), el cual consta de datos del período 1979 a 1995 mediante la fusión de varios tipos de fuentes de información con diferentes características, incluyendo observaciones de estaciones meteorológicas y las estimaciones inferidas a partir de una variedad de observaciones por satélite (Xie, 1997).

En el anexo B se incluye el artículo “20 km Mesh Global Climate Simulations Using JMA-GSM Model” (Mizuta, 2006) que describe a detalle el funcionamiento el Modelo Japonés de Alta Resolución.

CAPÍTULO IV CASO DE ESTUDIO.

4.1. Delimitación geográfica del sitio de estudio.

El objetivo del estudio hidrológico es analizar si el cambio climático ha afectado la variabilidad en la precipitación y por lo tanto el incremento de las avenidas que se presentan en el cauce. Las cuencas elegidas para realizar el estudio hidrológico son la de los ríos la Sierra, Tacotalpa, Almendro, Plátanos y Chacté, las cuales forman parte de la Región Hidrológica XI Frontera Sur y de la cuenca Grijalva-Villahermosa.

Las cuencas de estudio se ubican en la parte sur del estado de Tabasco y al norte del estado de Chiapas, cubren un área de 4677.52 km². En la figura 4.1 se presentan las cuencas de estudio.

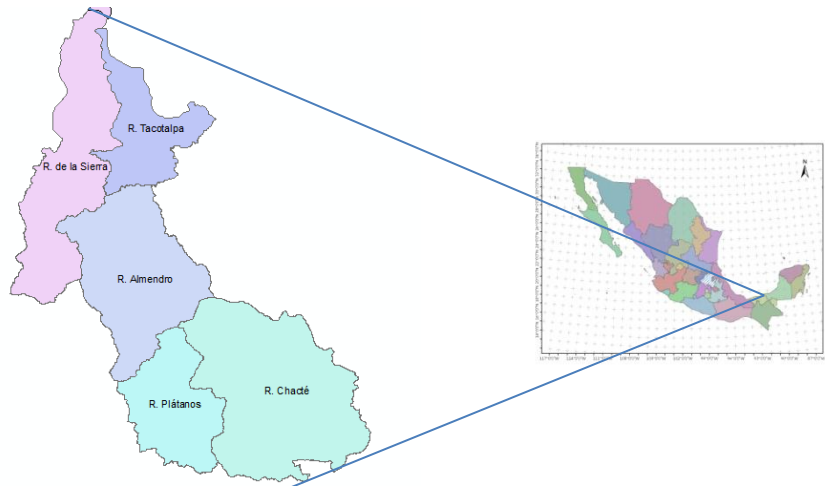


Figura 4.1. Localización de las cuencas de estudio.

Fuente: Elaboración propia

Las cuencas están monitoreadas por la estación hidrométrica Pueblo Nuevo, la cual es bastante cercana al sitio de estudio y se ilustra en la figura 4.2, donde también se puede apreciar el sitio de estudio, el cual tiene una longitud de 7486 m. El sitio de estudio se eligió cercano a la población Pueblo Nuevo y en una zona de meandros.

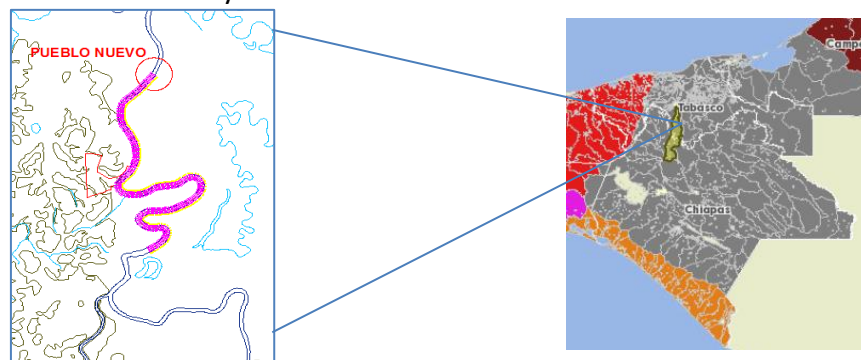


Figura 4.2. Localización del sitio de estudio y la estación hidrométrica.

Fuente: INEGI 2011.

También cuenta con las estaciones climatológicas 27030, 27011, 27044, 27024, 27068, 27042, 27070, 7138, 7365, 7160, 7071, 7207, 7030, 7087, 7076, 7125, 7001, 7195 y 7149; operadas por el Servicio Meteorológico Nacional. En la figura 4.3 se puede apreciar la localización de las estaciones climatológicas antes mencionadas.

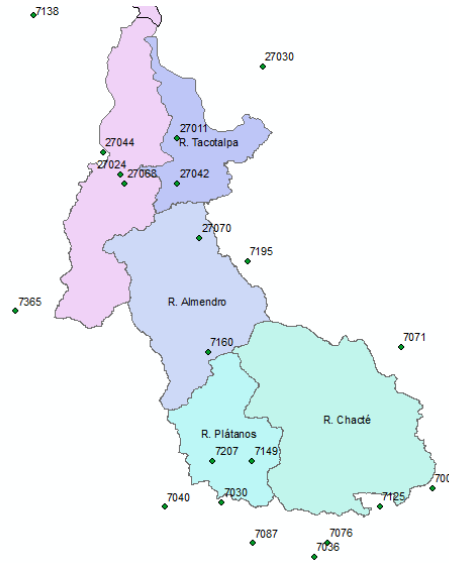


Figura 4.3. Ubicación de las estaciones climatológicas en las cuencas de estudio.

FUENTE: Elaboración propia.

De la cuenca del río la Sierra se estudiará de manera particular un tramo de 7486 m, cercano a la población Pueblo Nuevo. El sitio se eligió debido a la proximidad de la estación hidrométrica y a que es una zona con meandros que sería interesante analizar y el río la Sierra es un río carente de infraestructura para control de avenidas; además de que es una zona poco poblada que no ha sufrido grandes cambios en cuanto al uso de suelo, por lo que los datos que se extraerán de la estación hidrométrica y de las climatológicas serán mucho más confiables al evaluar si el cambio climático ha causado alteraciones en las precipitaciones y en las avenidas.

4.2. Recopilación de información técnica del sitio

Como se mencionó anteriormente se estudiará solamente un tramo del río la Sierra, localizado cerca de la población Pueblo Nuevo.

4.2.1 Hidrografía.

En las cuencas de estudio, la corriente principal nace en la parte alta, donde es denominada río Chacté y se le incorpora el río Plátanos, posteriormente cambia de nombre a río Almendro y finalmente es denominada río Tacotalpa en la parte baja y en la parte baja se une el río la Sierra. La figura 4.4 ilustra la red de drenaje de las cuencas.



Figura 4.4. Esgurrimientos en las cuencas de estudio. (INEGI, 2011).

4.2.2. Suelo.

Los tipos de suelo predominantes en la cuenca son el Acrisol, Cambisol, Luvisol, Nitosol, y Rendzina. Analizando la clasificación hidrológica del tipo de suelo de la zona de estudio tenemos que el acrisol, cambisol y litosol son de tipo D, mientras que el nitosol y la rendzina son de tipo C.

Los suelos de tipo D tienen un alto potencial de escorrentía. Son suelos con infiltración muy lenta cuando están húmedos. Consisten de suelos arcillosos con alto potencial de expansión; suelos con nivel freático alto permanente; suelos con estrato arcilloso superficial; suelos con infiltración lenta debido a sales o alkali; y suelos poco profundos sobre material casi impermeable. Estos suelos tienen tasas de transmisión de agua muy lenta.

Mientras que los suelos tipo C son suelos con infiltración lenta cuando están muy húmedos. Consisten de suelos con un estrato que impide el movimiento del agua hacia abajo; suelos de textura moderadamente finas a finas; suelos con infiltración lenta debido a sales o alkali, o suelos con niveles freáticos moderados. Esos suelos pueden ser pobremente drenados o bien a moderadamente bien drenados, con estratos de permeabilidad lenta a muy lenta a poca profundidad (50-100 cm) (Monsalve, 1999). La figura 4.5 muestra los tipos de suelos identificables en la cuenca.

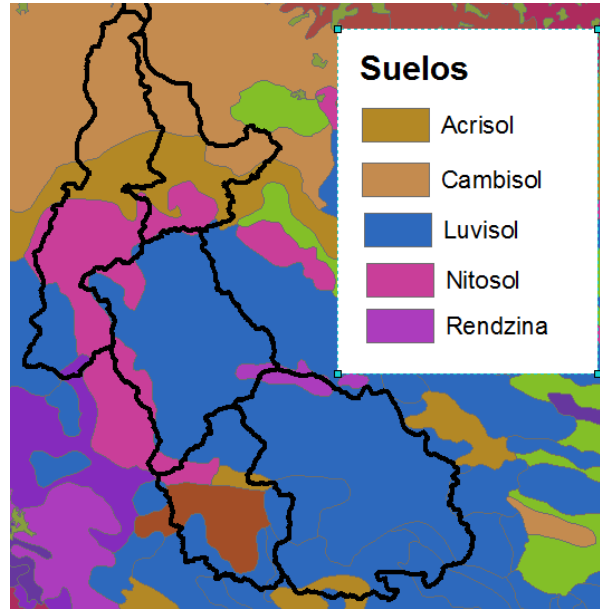


Figura 4.5. Tipo de suelo que conforman las cuencas de estudio. (INEGI, 2011).

4.2.3. Tipo y uso de suelo.

En la cuenca los usos de suelo predominantes son pastizal cultivado, selva alta perennifolia, y pastizal inducido. En la figura 4.6 se ilustran los usos y tipos de suelo.

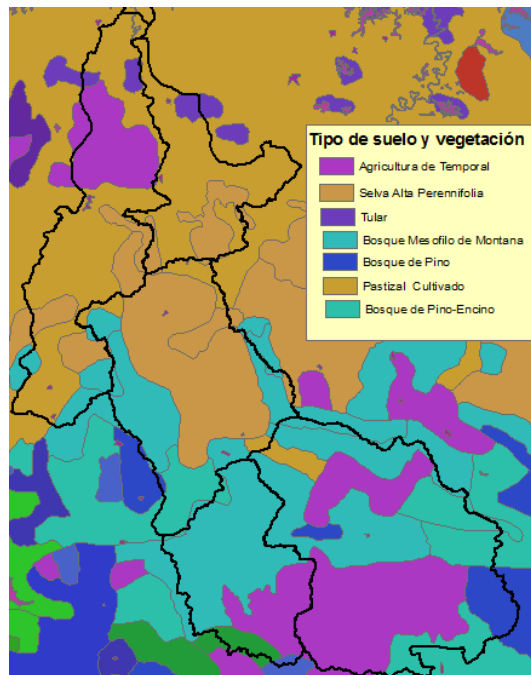


Figura 4.6. Uso y tipo de suelo de las cuencas de estudio. (INEGI, 2011).

4.2.4. Geología.

La mayor parte de las formaciones de la cuenca son de roca sedimentaria e ígnea intrusiva. En la figura 4.7, se ilustra la distribución de las formaciones geológicas en la cuenca.

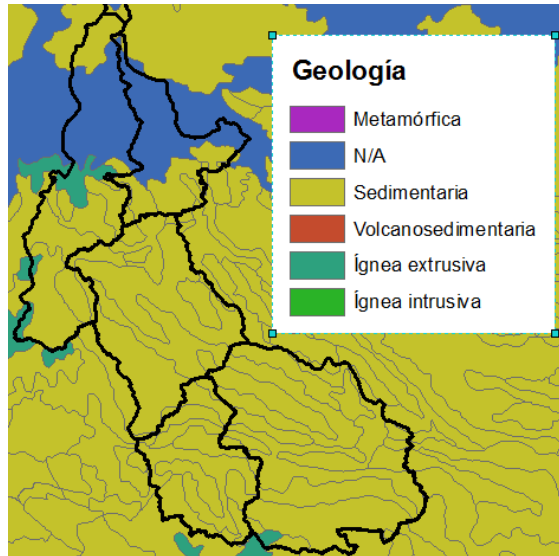


Figura 4.7. Geología de las cuencas de estudio. (INEGI, 2011).

4.2.5. Clima.

El clima predominante en la subcuenca es cálido húmedo y en pequeñas regiones también se ubican los climas semi cálido subhúmedo y templado húmedo. En la figura 4.8, se muestran los climas de la región.

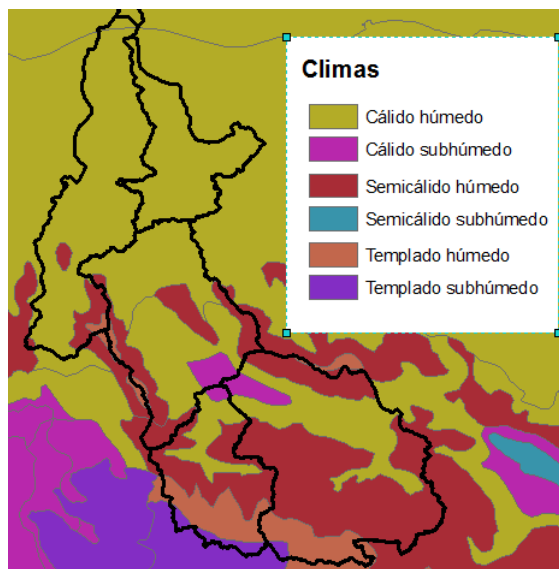


Figura 4.8. Climas en las subcuencas de estudio. (INEGI, 2011).

4.2.6. Precipitación media anual.

En las subcuencas se presenta una precipitación media anual entre los 1200 y 4500 mm, es una zona lluviosa comparada con el resto del país, considerando que la lluvia media anual en el norte de México es de 250 a 500 mm (CONAGUA, 2009). En la figura 4.9, se ilustran las isoyetas de precipitación media anual.

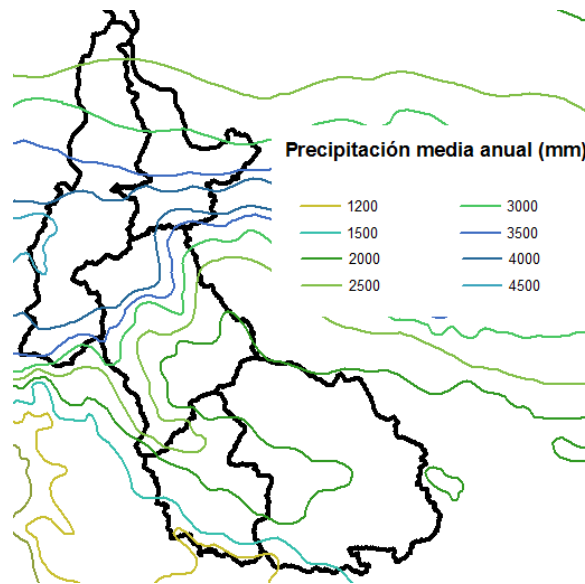


Figura 4.9. Isoyetas de precipitación media anual en las subcuencas de estudio. (INEGI, 2011).

4.2.7. Temperatura media anual.

La temperatura en la cuenca oscila entre los 26 y los 14° C. En la figura 4.10 se ilustran las isotermas de temperatura media anual sobre las subcuencas.

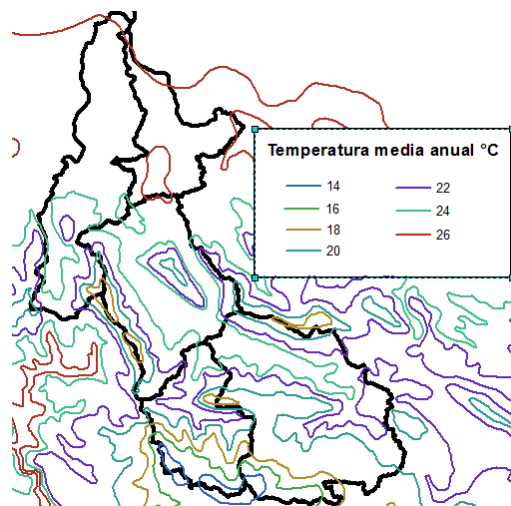


Figura 4.10. Isotermas de temperatura media anual en la subcuencas de estudio. (INEGI, 2011).



4.3. Cálculo de avenidas.

4.3.1. Análisis de precipitación con base en información histórica.

Se revisó la información de las estaciones climatológicas más cercanas al sitio de estudio, Jalapa (27019), Dos Patrias (27011) y Tequila (27049). La estación que tiene mayor número de datos, en total cuarenta años de registros (1970-2010) es Jalapa. En la tabla 4.1 se muestran los datos de precipitación que se obtuvieron de la estación climatológica y están ordenados de mayor a menor altura de precipitación, esto es con la finalidad de analizar la variabilidad que existe en la precipitación y el tiempo en que se ha presentado. De lo anterior es importante resaltar que cuatro de las cinco precipitaciones más intensas registradas en la estación, ocurrieron en la última década.

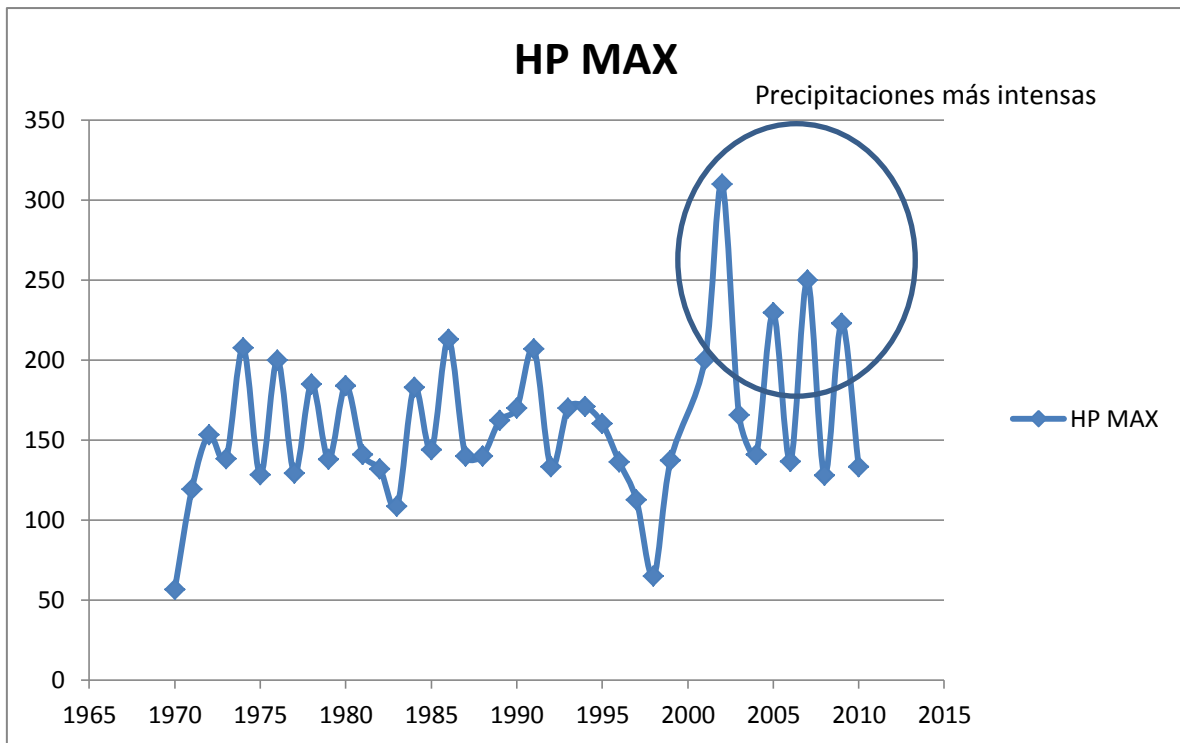
AÑO	HP MAX	AÑO	HP MAX
2002	310	1981	141.1
2007	250	2004	141
2005	229.5	1987	140
2009	223	1988	140
1986	212.8	1973	138.3
1974	207.6	1979	138
1991	206.8	1999	137.3
2001	200.2	2006	136.7
1976	200	1996	136.2
1978	185	1992	133.3
1980	184	2010	133.3
1984	182.8	1982	132
1994	171	1977	129.2
1993	170	1975	128.2
1990	169.9	2008	128
2003	165.5	1971	119.2
1989	162.2	1997	112.5
1995	160.4	1983	108.6
1972	153.3	1998	64.8
1985	143.8	1970	56.5

Tabla 4.1. Precipitación máxima en 24 horas en la estación climatológica Jalapa.



Como se sabe la precipitación siempre se presenta con una gran variabilidad, sin embargo es importante analizar la tendencia que siguen los datos existentes en la zona de estudio.

En la gráfica 4.1, se muestra la variabilidad en las precipitaciones registradas en la estación climatológica Jalapa, en la cual se puede apreciar de forma clara que los eventos de precipitación máxima de los últimos años tienen una tendencia a ser más intensos.



Gráfica 4.1. Gráfica que ilustra la variabilidad en la precipitación máxima en 24 horas registrada en la estación climatológica Jalapa.

Como se mencionó en el apartado 4.1, cercano al sitio de estudio se encuentra la estación hidrométrica Pueblo Nuevo, la cual cuenta con 62 años de información (1947-2008) y de la cual se tomaron los gastos máximos que se muestran en la tabla 4.2. El dato de los años 2007 y 2008 se tomó de las estaciones automáticas que opera el Organismo de Cuenca Frontera Sur de la CONAGUA.



AÑO	Q(m ³ /s)	AÑO	Q(m ³ /s)
1947	544.0	1978	922.0
1948	795.0	1979	904.0
1949	747.0	1980	906.0
1950	708.0	1981	950.0
1951	739.0	1982	890.0
1952	889.0	1983	696.0
1953	767.0	1984	881.0
1954	744.0	1985	677.0
1955	788.0	1986	888.1
1956	737.0	1987	785.9
1957	750.0	1988	900.0
1958	805.0	1989	988.6
1959	750.0	1990	1275.0
1960	771.0	1991	718.5
1961	929.0	1992	1021.0
1962	932.0	1993	723.0
1963	889.0	1994	692.5
1964	960.0	1995	837.6
1965	834.9	1996	865.5
1966	842.0	1997	840.1
1967	922.4	1998	831.8
1968	920.0	1999	894.9
1969	907.3	2000	787.1
1970	824.3	2001	883.5
1971	813.9	2002	824.0
1972	806.0	2003	885.9
1973	900.5	2004	794.0
1974	720.0	2005	875.0
1975	868.0	2006	896.0
1976	820.0	2007	1092.0
1977	857.0	2008	873.0

Tabla 4.2. Gastos de la estación hidrométrica Pueblo Nuevo (BANDAS, 2006)

A los datos mostrados en la tabla 4.2 se les aplicaron las distribuciones de probabilidad Normal, Lognormal, Gumbel y doble Gumbel, descritas en el capítulo 2, para calcular el gasto en períodos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500, 1000, 5000 y 10000 años. Los resultados se pueden apreciar en la tabla 4.3.

FUNCIONES DE DISTRIBUCIÓN						
Tr	P(X)	F(X)	NORMAL	LOG NORMAL	GUMBEL	DOBLE GUMBEL
			hpd(mm)	hpd(mm)	hpd(mm)	hpd(mm)
2	0.5000	0.5000	843.2	836.6	826.1	805.9
5	0.2000	0.8000	934.3	930.9	930.5	917.6
10	0.1000	0.9000	981.9	984.4	999.6	999.1
20	0.0500	0.9500	1021.2	1030.8	1065.9	1076.7
50	0.0200	0.9800	1065.4	1085.7	1151.7	1176.5
100	0.0100	0.9900	1094.9	1124.0	1216.0	1251.9
200	0.0050	0.9950	1121.9	1160.1	1280.1	1312.0
500	0.0020	0.9980	1154.6	1205.5	1364.6	1406.8
1000	0.0010	0.9990	1177.5	1238.4	1428.5	1459.1
5000	0.0002	0.9998	1226.2	1311.2	1576.8	1537.2
10000	0.0001	0.9999	1245.6	1341.3	1640.6	1555.0

Tabla 4.3. Aplicación de las funciones de distribución para diferentes períodos de retorno.

Como se detalla en el capítulo 2, para elegir la distribución que mejor representa la muestra, es necesario aplicar pruebas de ajuste de bondad, en este ejercicio se aplicó la prueba del error mínimo cuadrático con la ecuación 2.33 y la distribución que pasó la prueba fue Gumbel. Los valores obtenidos al aplicar la prueba se pueden observar en la tabla 4.4.

PRUEBA DE BONDAD DE AJUSTE				
	NORMAL	LOGNORMAL	GUMBEL	DOBLE GUMBEL
MÍNIMO ERROR CUADRÁTICO	248.357	227.032	197.572	245.487

Tabla 4.4. Valores obtenidos al aplicar la prueba de bondad de ajuste.

También fue necesario realizar el cálculo del gasto de diseño utilizando métodos indirectos, esto con la finalidad de poder establecer una comparación entre los datos de escenarios futuros y el gasto de diseño calculado con información de registros históricos de precipitación.

Para realizar el cálculo del gasto por métodos indirectos fue necesario reunir la información de las estaciones climatológicas cercanas a las subcuencas de estudio (figura 4.3). Se trazaron los polígonos de Thiessen, con el procedimiento descrito en el capítulo dos, para determinar el área de influencia de cada estación, y obtener la precipitación media en la cuenca, los polígonos trazados se ilustran en la figura 4.11.

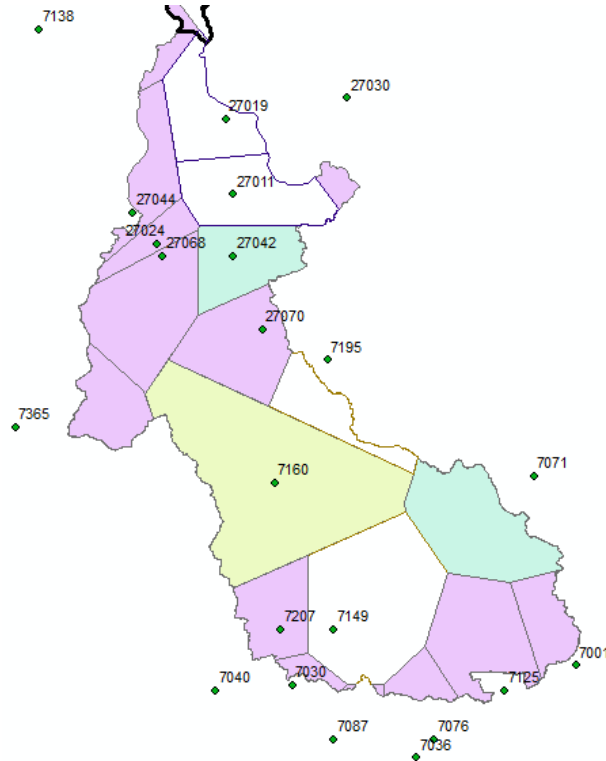


Figura 4.11. Áreas de influencia de las estaciones climatológicas.

Mediante los datos que se recopilaron de las estaciones y las áreas de influencia que se calcularon, se obtuvo un promedio ponderado de precipitación máxima en 24 horas, a éste promedio se le aplicaron las funciones de densidad de probabilidad Normal, Lognormal, Gumbel y Gumbel, los resultados de aplicar las funciones se muestran en la tabla 4.5.

FUNCIONES DE DISTRIBUCIÓN						
Tr	P(X)	F(X)	NORMAL	LOG NORMAL	GUMBEL	DOBLE GUMBEL
			hpd(mm)	hpd(mm)	hpd(mm)	hpd(mm)
2	0.5000	0.5000	120.3	119.3	117.7	116.1
5	0.2000	0.8000	134.0	132.8	133.4	129.7
10	0.1000	0.9000	141.2	140.5	143.8	142.5
20	0.0500	0.9500	147.2	147.2	153.8	157.3
50	0.0200	0.9800	153.9	155.1	166.8	175.3
100	0.0100	0.9900	158.3	160.6	176.4	188.8
200	0.0050	0.9950	162.4	165.8	186.1	203.3
500	0.0020	0.9980	167.3	172.3	198.8	218.9
1000	0.0010	0.9990	170.8	177.0	208.5	220.0
5000	0.0002	0.9998	178.2	187.5	230.8	230.0
10000	0.0001	0.9999	181.1	191.8	240.4	250.0

Tabla 4.5. Aplicación de las funciones de distribución para diferentes períodos de retorno a la información de precipitación (mm).



Aplicando la prueba de error mínimo cuadrado, resulta que la mejor función para esta muestra es de Gumbel 2. En la tabla 4.6 se muestran los resultados de aplicar la prueba de ajuste.

PRUEBA DE BONDAD DE AJUSTE				
	NORMAL	LOGNORMAL	GUMBEL	DOBLE GUMBEL
MÍNIMO ERROR CUADRÁTICO	42.883	36.869	24.786	18.931

Tabla 4.6. Valores obtenidos al aplicar la prueba de bondad de ajuste.

4.3.2. Análisis de precipitación con base en la información de escenarios futuros.

Para realizar el análisis con base en escenarios futuros se utilizó el Modelo Japonés de Alta Resolución, descrito en el capítulo 3. El Modelo Japonés de Alta Resolución está dado por una malla de 20 km x 20 km y proporciona datos diarios de precipitación y temperatura para tres períodos, el histórico 1979-2003, futuro cercano 2015-2039 y finales de siglo 2075-2099.

Para realizar el análisis se ubicaron los puntos de malla que estaban localizados dentro de la cuenca. En la figura 4.12 se muestran los puntos de malla con los que se realizó el análisis. Estos puntos de malla fueron considerados para el análisis, como si fueran estaciones climatológicas y se trazaron los polígonos de Thiessen.

Una vez identificados los 11 puntos de malla, se obtuvieron los datos de precipitación máximos anuales para poder realizar un análisis hidrológico con ellos. Es importante considerar que el Modelo Japonés no reproduce de forma exacta la realidad, tan solo es una aproximación a la misma, razón por la cual también fue necesario comparar el comportamiento del Modelo Japonés contra los registros de una estación climatológica.

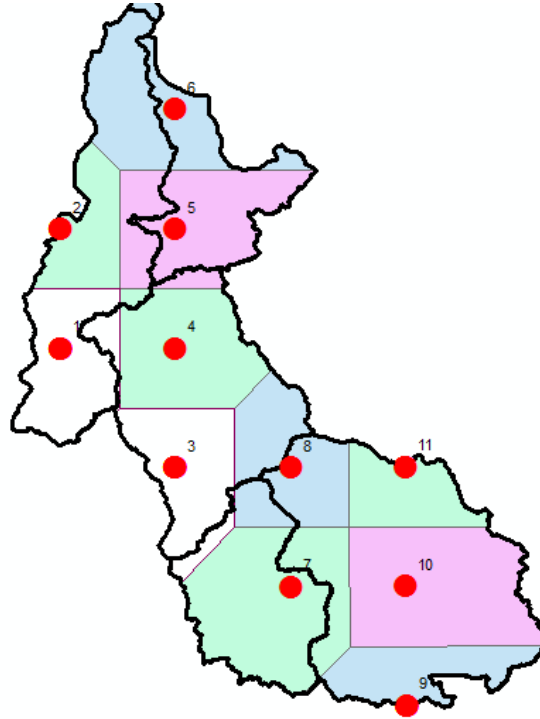


Figura 4.12. Puntos de malla del Modelo Japonés en las subcuencas de estudio y trazo de los polígonos de Thiessen.

Para realizar el análisis del comportamiento del Modelo Japonés con respecto a la realidad, se seleccionó la estación climatológica 27019 Jalapa del Servicio Meteorológico Nacional, que está ubicada en las coordenadas $17^{\circ}43'24''$ N y $92^{\circ}48'42''$ W. Y el punto de malla más cercano quedó en las coordenadas $17^{\circ}42'36''$ N y $92^{\circ}48'43.2''$ W. En la figura 4.13 se puede mostrar la cercanía entre la estación climatológica Jalapa (27019) y el punto de malla 6 del Modelo Japonés.

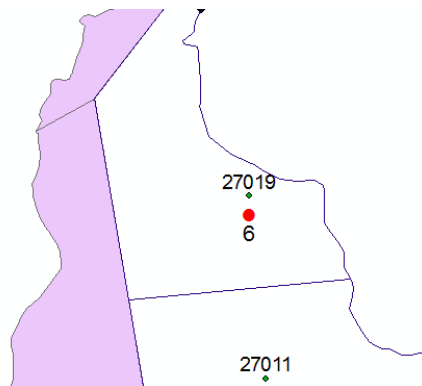
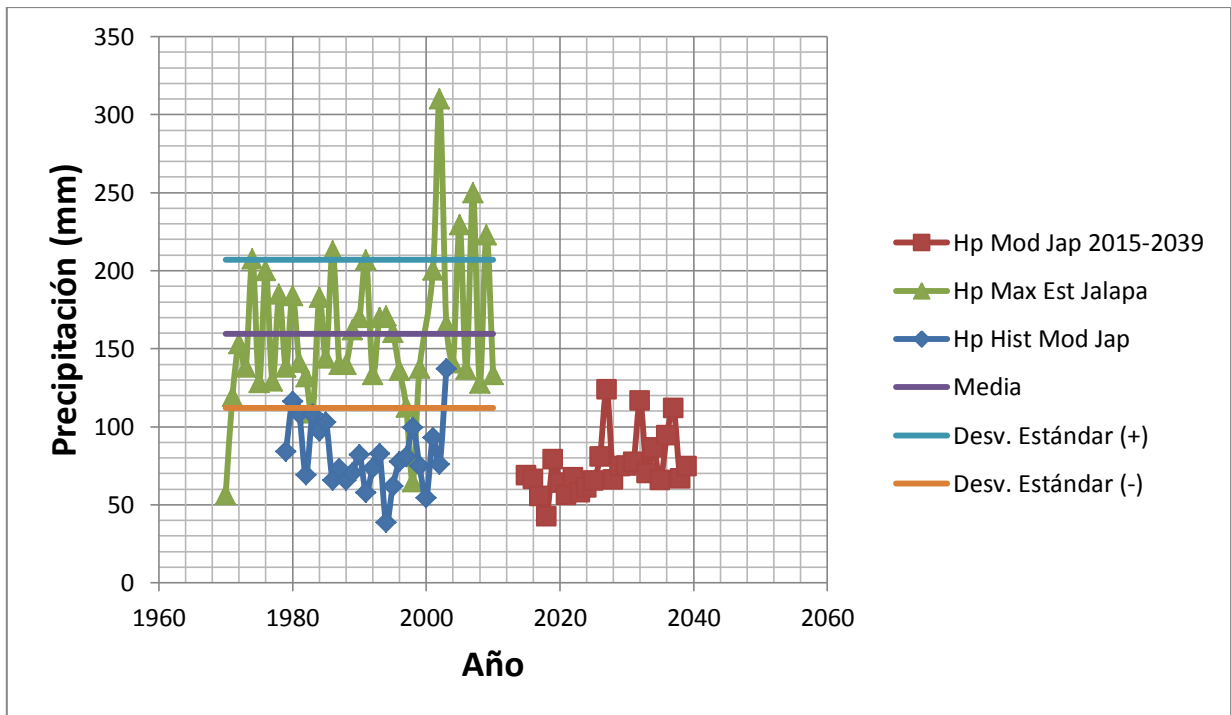


Figura 4.13. Figura que muestra la proximidad entre la estación Jalpa (27019) y el punto de malla 6 del Modelo Japonés.

En la gráfica 4.2 se puede apreciar el comportamiento del Modelo Japonés y el de los datos de la estación Jalapa.



Gráfica 4.2. Comportamiento de las precipitaciones máximas en 24 horas del Modelo Japonés y de la estación Jalapa.

En la gráfica 4.2 se puede apreciar que el Modelo Japonés simula muy bien la variabilidad en las precipitaciones, sin embargo no lo hace así con la intensidad, ya que las precipitaciones son mucho más bajas en el Modelo Japonés que las registradas en la estación climatológica Jalapa. Por esta razón no sería posible realizar la comparación entre el Modelo Japonés y la realidad en cuanto a gastos; sin embargo, si sería posible analizar el período 1979-2003 del Modelo Japonés y contrastarlo con las proyecciones de precipitación para el período 2015-2039, obtener gastos de diseño y obtener así una idea de los cambios que pueden presentarse de acuerdo con el Modelo Japonés.

Lo primero que se realizó fue obtener un promedio ponderado por medio de los polígonos de Thiessen, de los 11 puntos de malla que se utilizaron, posteriormente a éste promedio de precipitación máxima en 24 horas, se le aplicaron las funciones de densidad de probabilidad, los resultados se muestran en la tabla 4.7 para el período 1979-2003.

FUNCIONES DE DISTRIBUCIÓN						
Tr	P(X)	F(X)	NORMAL	LOG NORMAL	GUMBEL	DOBLE GUMBEL
			hpd(mm)	hpd(mm)	hpd(mm)	hpd(mm)
2	0.5000	0.5000	66.8	65.1	64.5	61.7
5	0.2000	0.8000	80.2	79.1	80.9	83.6
10	0.1000	0.9000	87.2	87.5	91.8	93.1
20	0.0500	0.9500	92.9	95.1	102.3	100.3
50	0.0200	0.9800	99.4	104.5	115.9	108.8
100	0.0100	0.9900	103.8	111.3	126.0	115.6
200	0.0050	0.9950	107.7	117.9	136.1	121.6
500	0.0020	0.9980	112.5	126.4	149.5	130.4
1000	0.0010	0.9990	115.9	132.7	159.6	136.0
5000	0.0002	0.9998	123.0	147.2	183.0	151.2
10000	0.0001	0.9999	125.9	153.4	193.0	153.3

Tabla 4.7 Aplicación de las funciones de distribución para diferentes períodos de retorno para el período 1979-2003.

Al aplicar la prueba del error mínimo cuadrado, se determinó que para esta muestra la distribución que mejor se ajusta a la muestra es la de Gumbel 2. Los valores obtenidos al aplicar la prueba de bondad de ajuste se muestran en la tabla 4.8.

PRUEBA DE BONDAD DE AJUSTE				
	NORMAL	LOGNORMAL	GUMBEL	DOBLE GUMBEL
MÍNIMO ERROR CUADRÁTICO	24.879	21.031	18.480	14.984

Tabla 4.8. Valores obtenidos al aplicar la prueba de bondad de ajuste.

Finalmente, también se aplicaron las funciones de densidad de probabilidad a los datos del período 1979-2003 en conjunto con el período 2015-2039, los resultados se muestran en la tabla 4.9.

FUNCIONES DE DISTRIBUCIÓN						
Tr	P(X)	F(X)	NORMAL	LOG NORMAL	GUMBEL	DOBLE GUMBEL
			hpd(mm)	hpd(mm)	hpd(mm)	hpd(mm)
2	0.5000	0.5000	63.7	62.1	61.3	58.7
5	0.2000	0.8000	76.4	74.8	76.0	76.3
10	0.1000	0.9000	83.0	82.4	85.8	89.4
20	0.0500	0.9500	88.5	89.3	95.2	97.4
50	0.0200	0.9800	94.7	97.7	107.3	106.0
100	0.0100	0.9900	98.8	103.8	116.4	113.1
200	0.0050	0.9950	102.6	109.7	125.4	120.8
500	0.0020	0.9980	107.1	117.2	137.4	130.6
1000	0.0010	0.9990	110.3	122.9	146.4	133.5
5000	0.0002	0.9998	117.1	135.7	167.3	146.0
10000	0.0001	0.9999	119.8	141.1	176.3	151.0

Tabla 4.9. Aplicación de las funciones de distribución para diferentes períodos de retorno para el período 1979-2015.



Aplicando la prueba del error mínimo cuadrado, se determinó que para esta muestra la distribución que mejor se ajusta a la muestra es la de Gumbel 2. En la tabla 4.10 se muestran los valores obtenidos al aplicar la prueba y se aprecia que efectivamente, el valor que resulta menor corresponde a Gumbel 2.

PRUEBA DE BONDAD DE AJUSTE				
	NORMAL	LOGNORMAL	GUMBEL	DOBLE GUMBEL
MÍNIMO ERROR CUADRÁTICO	35.278	27.5	21.450	13.540

Tabla 4.10 Valores obtenidos al aplicar la prueba de bondad de ajuste.

4.3.3. Obtención de gastos.

Para obtener el gasto de diseño, es necesario aplicar los modelos lluvia-escorrimento. En el capítulo 2 se describen a detalle el método racional americano y el hidrograma unitario triangular. Se consideró un periodo de retorno de 100 años debido a las características de la zona de estudio, ya que es una zona poco poblada y con cultivos.

Para poder aplicar los métodos lluvia-escorrimento, fue necesario obtener los parámetros de la cuenca que se mencionan a continuación:

Área de la cuenca = 4677.52 km²

Longitud del cauce principal = 249.13 km

Se calculó el tiempo de concentración (tc) con las fórmulas de Rowe, Kirpich y el S.C.S, descritas en el capítulo 2, los resultados se muestran en la tabla 4.11.

	tc (hrs)
Rowe	26.17
Kirpich	51.92
S.C.S.	24.53

Tabla 4.11. Tiempos de concentración calculados.

El tiempo de concentración que se utilizó fue el menor, el del S.C.S. de 24.53 horas, por considerarse el más crítico.

Posteriormente se determinó el coeficiente e, con la tabla 2.4 y la ecuación 2.37, resultando el valor de 0.501.

Se procedió a calcular el coeficiente k de Kuichling, la lluvia de diseño y la intensidad de la lluvia, con las ecuaciones 2.38, 2.39 y 2.40 respectivamente, los resultados se presentan en la tabla 4.12, tanto para la precipitación media correspondiente al período de retorno de 100 años de los datos de las estaciones climatológicas como los períodos 1979-2003 y 1979-2039 de los datos de precipitación del Modelo Japonés; después de haberles aplicado las distribuciones de probabilidad y haber elegido la que mejor se ajustó a cada muestra.

Período	hpm (mm) Tr=100	k	hpd (mm)	i (mm/hr)
Est. Climatológicas (1970-2010)	178.00	18.19	179.97	7.34
Modelo Japonés (1979-2003)	115.57	11.81	116.85	4.76
Modelo Japonés (1979-2039)	113.14	11.56	114.39	4.66

Tabla 4.12. Coeficiente k, lluvia de diseño (hpd) e intensidad calculados para los datos de las estaciones climatológicas y de los períodos 1979-2003 y 1979-2039 de los datos del Modelo Japonés.

También fue necesario obtener el número N de escurrimiento, para determinar la lluvia efectiva en la cuenca. Para ello, se utilizó la información de uso de suelo en la cuenca y se obtuvo un número N promedio de 68.56. Se puede conocer la lluvia efectiva mediante la ecuación 2.41, en la tabla 4.13 se muestran los valores de lluvia efectiva (hpe) y los coeficientes de escurrimiento que resultan de dividir la lluvia efectiva entre la lluvia de diseño (hpd). Los valores se obtuvieron para los datos de lluvia de las estaciones climatológicas y para los períodos 1979-2003 y 1979-2039 de los datos de precipitación del Modelo Japonés.

Finalmente llegamos a la aplicación de los modelos lluvia-escurrimiento, teniendo calculados los parámetros necesarios para la aplicación ambos métodos.

En la tabla 4.13 se muestran los resultados de los gastos de diseño Qd aplicando el método racional americano a los datos de precipitación de las estaciones climatológicas de la cuenca y de los puntos de malla del Modelo Japonés para dos períodos, 1979-2003 y el período conjunto de 1979-2003 y 2015-2039. También se pueden apreciar el coeficiente de escurrimiento (Ce) y la intensidad de lluvia (i) calculados.

Método Racional Americano			
Período	Ce	i (mm/hr)	Qd m ³ /s
Est. Climatológicas (1970-2010)	0.50	7.34	4,762.47
Modelo Japonés (1979-2003)	0.36	4.76	2,208.38
Modelo Japonés (1979-2039)	0.35	4.66	2,118.67

Tabla 4.13. Gastos de diseño obtenidos mediante el Método Racional Americano para los datos de precipitación de las estaciones climatológicas de la cuenca y de los puntos de malla del Modelo Japonés.

Finalmente, en la tabla 4.14 se presentan los gastos de diseño obtenidos mediante el hidrograma unitario triangular para los mismos datos de precipitación de la estación climatológica y del Modelo Japonés; en la tabla se muestra la altura de lluvia efectiva (hpe) y el gasto de diseño (Qd) obtenido para un período de retorno de 100 años.



Hidrograma Unitario Triangular		
Período	hpe (mm)	Qd m ³ /s
Est. Climatológicas (1970-2010)	89.86	4,440.74
Modelo Japonés (1979-2003)	41.67	2,059.20
Modelo Japonés (1979-2039)	39.97	1,975.55

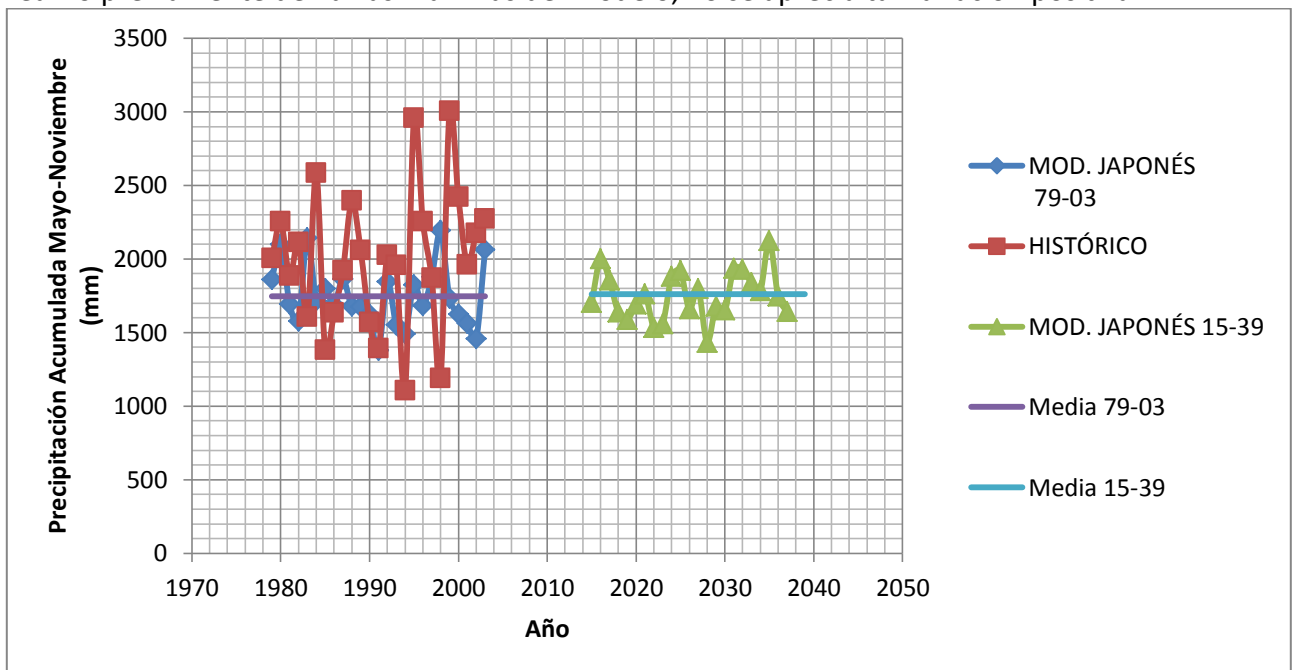
Tabla 4.14. Gastos de diseño obtenidos mediante el Método del Hidrograma Unitario Triangular para los datos de precipitación de las estaciones climatológicas de la cuenca y de los puntos de malla del Modelo Japonés.

CAPÍTULO V ANÁLISIS DE RESULTADOS.

5.1. Comportamiento de la precipitación acumulada.

Como es posible apreciar en los resultados, el gasto obtenido del análisis de precipitación de las estaciones climatológicas es mucho mayor que el que se obtiene de los datos del Modelo Japonés, esto se debe al comportamiento de las precipitaciones máximas que reproduce el modelo empleado y que se analiza en la gráfica 4.2. Sin embargo también es interesante analizar el comportamiento del Modelo Japonés en cuanto al acumulado de precipitación, ya que si se considera el total de lluvia en el período mayo a noviembre (que se considera como el tiempo de las mayores precipitaciones) en los datos del Modelo Japonés encontramos que el modelo reproduce aceptablemente las condiciones climáticas de la zona de estudio. En la gráfica 5.1 se muestra el comportamiento del modelo en cuanto al acumulado anual de precipitación para el punto de malla ubicado en las coordenadas 17°42'36" N y 92°48'43.2" W y se compara con los datos de la estación Jalapa, que como se mencionó anteriormente, es la más cercana al punto de malla, durante el período de lluvias, considerado de mayo a noviembre de cada año.

En la gráfica 5.1 se puede apreciar la media para los períodos 1979-2003 y 2015-2039 del Modelo Japonés, y resulta que para el segundo período se observa un aumento en la media de 14.41 mm. Este aumento no se puede tomar como una base para afirmar que de acuerdo a los datos del Modelo Japonés habrá un aumento en la precipitación, ya que la variabilidad en la precipitación es más o menos la misma de un periodo a otro y en el análisis que se realizó previamente de lluvias máximas del modelo, no se aprecia tal variación positiva.



Gráfica 5.1. Comportamiento de la precipitación acumulada de mayo a noviembre del Modelo Japonés y de la estación Jalapa.



5.2. Incertidumbre en el trabajo con modelos de circulación general.

Los resultados obtenidos utilizando los datos de precipitación diaria del Modelo Japonés no reflejan grandes variaciones en los parámetros de precipitación del sitio de estudio, en cuanto a los valores de precipitación máxima en 24 horas.

Además, es importante mencionar que el Modelo Japonés no reproduce exactamente las condiciones del clima en el sitio de estudio, esto es debido a la naturaleza misma del modelo, ya que éste reproduce las condiciones del clima a nivel global y solamente nos da como resultado una aproximación a la realidad de un sistema tan complejo como lo es la atmósfera; y al analizar un punto en específico es natural encontrar discrepancias, sin embargo el modelo reproduce bastante bien la variabilidad del clima en la región y es útil para tener una perspectiva de los posibles cambios en el comportamiento del clima futuro.

Sin embargo, el uso de cualquier modelo de circulación global para realizar proyecciones del clima mediante escenarios de cambio climático trae consigo dos tipos de incertidumbre (Magaña, 2010):

- Las incertidumbres en las emisiones futuras de GEI, que afectan el forzamiento radiativo del sistema climático. El IPCC ha generado escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero globales, a partir de una serie de consideraciones socioeconómicas, que se describen en el capítulo 1 y que proveen una estimación de la incertidumbre en éstas. Este elemento cobra importancia pues los cambios en temperatura y precipitación, incluso a escala regional, pueden variar de acuerdo a las concentraciones globales proyectadas.
- Incertidumbre en la sensibilidad global del clima y los cambios de patrones de circulación a escala regional que simulan los modelos del clima. Las diferencias en la formulación de los GCM's, llevan a que se generen diferencias entre escenarios aún para un mismo forzante. Así, mientras un modelo proyecta un cambio de 1°C, otro puede indicar un cambio de 2° C, debido principalmente a la formulación física de procesos de escala menor a la resolución espacial del modelo, en lo que se conoce como parametrizaciones. Similarmente, algunos modelos predicen incrementos en la precipitación, mientras que otros sugieren una disminución. Tales diferencias entre modelos son fuente de incertidumbre.



5.3. Propuestas integrales.

Ante el incremento de la ocurrencia de fenómenos hidrometeorológicos extremos, tales como lluvias, tormentas tropicales, huracanes y sequías, la sociedad ha visto incrementada su vulnerabilidad, quedando expuesta a sufrir grandes pérdidas humanas, daños en la infraestructura, pérdida de cosechas y afectaciones a su economía de la región. México siempre ha sufrido los efectos de huracanes y tormentas tropicales, sin embargo el riesgo se ha incrementado debido a las alteraciones que estos fenómenos sufren por el cambio climático, a consecuencia del deterioro del planeta por un sin número de acciones provocadas por el hombre

A pesar de que para México se espera una disminución de la precipitación, las lluvias podrían ser más intensas. Es muy probable que se presente un incremento en la frecuencia de ocurrencia de tormentas tropicales y huracanes, los cuales serán capaces de producir lluvias considerables, inundaciones, daños en zonas cultivadas, perjuicios a la población e incluso, importantes consecuencias socioeconómicas para el país.

Los modelos climáticos predicen aumentos considerables en las temperaturas en las zonas ciclogénicas que rodean al país. De confirmarse estos cambios de temperatura sin duda afectarán de modo considerable la formación, movimiento, intensidad y precipitación asociada a los ciclones tropicales, lo que tendrá una repercusión importante en la forma de vida de la población.

Las diferentes obras hidráulicas construidas en México funcionaron bien hasta hace algunos años (principalmente presas como las construidas al sur del país), controlando las avenidas comunes en épocas de lluvias. Sin embargo, en años recientes, eventos extremos han rebasado sus capacidades hidráulicas, motivando entre los ingenieros una revisión de las metodologías y criterios de diseño. A esta problemática se han sumado otros factores tales como la deforestación, el azolvamiento de los cauces y la carencia de planes de mantenimiento.

Hoy en día, los modelos de circulación general acoplados son las mejores herramientas para poder estimar los posibles cambios en el clima global en las décadas por venir.

Con el fin de disminuir la vulnerabilidad de las poblaciones, grupos de expertos coinciden en las siguientes precisiones:

- Es necesario retomar estudios relacionados con el transporte de sedimentos, ya que las estructuras para el control de inundaciones corren el riesgo de azolvamientos y fallar a causa de esto.
- Es crucial que se aplique la normatividad en materia de ordenamiento territorial.



- La protección vegetal no evita los desbordamientos, ya que ésta solamente ayuda a evitar la deforestación en la cuenca.
- Es necesario realizar estudios y seguimientos, con el fin de definir tareas de mantenimiento, tales como estudios batimétricos en zonas cercanas a las poblaciones, con la finalidad de que antes de la época de lluvias se tengan los cauces con suficiente capacidad hidráulica para desalojar el agua.
- El país debe invertir en ecohidrología, la cual es una disciplina que relaciona la ecología y la hidrología y busca en otras palabras lograr un equilibrio en la cuenca.
- Los fenómenos meteorológicos son difíciles de predecir y debemos estar preparados para eventos más fuertes que los de años anteriores.
- Las soluciones en materia de obras de protección contra inundaciones deben ser combinadas y lo más cercanas a lo natural. Se deben volver a realizar estudios sobre paleocauces, es decir estudiar aquellos cauces por donde miles de años atrás pasaban ríos y por distintos cambios climáticos y geológicos, el río cambió su cauce o simplemente se secó, esto con la finalidad de analizar alternativas para el alivio natural de avenidas en caso de tormentas torrenciales.
- Los dirigentes políticos deben trabajar en conjunto con los ingenieros hidráulicos.
- Se deben implantar sistemas de alerta temprana y mejorar los existentes. Es crucial que se pueda contar con información oportuna y confiable para la toma de decisiones.
- Las soluciones para prevenir inundaciones deberían ser tanto de carácter estructural como no estructural. Estas últimas pueden ser de gran ayuda y entre ellas deben mencionarse: impulso a los planes de desarrollo nacional, programa nacional hídrico, programa nacional de protección civil, programa nacional de salud, ley general de asentamientos humanos, leyes de protección al ambiente, políticas de actuación para prevenir inundaciones (impulso a los programas de ordenamiento ecológico, programas de prevención de desastre, sistemas de alerta temprana, elaboración de mapas de riesgo).
- Resulta crucial proponer sistemas de amortiguamiento para el control de inundaciones, por ejemplo en algunos casos se podrían implementar canales emergentes para desalojar el agua de zonas críticas cercanas a las poblaciones.
- Es necesario que toda la sociedad haga una reflexión hacia el escenario actual y que en medida de sus posibilidades y dentro de lo que le corresponda participe, por ejemplo la población de las ciudades debe evitar tirar basura porque esto ocasiona que el drenaje se tape y es un factor importante en las inundaciones de zonas urbanas.



Conclusiones

Después de analizar las precipitaciones y realizar el cálculo de avenidas, se acepta la hipótesis inicial, en la cual se planteó la posibilidad de hacer una comparación entre las proyecciones de precipitaciones dadas por el Modelo Japonés y las mediciones de precipitación de las estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional.

Se encontraron diferencias en los valores de precipitación obtenidos con la aplicación del Modelo Japonés y aquellos de las estaciones climatológicas, a cuyos datos se tuvo acceso. El promedio de las precipitaciones acumuladas obtenidas mediante el Modelo Japonés en el periodo 1979 – 2003, fue de 2570.91 mm/año en el punto de malla 6. En el caso particular de la estación Jalapa (27019), al comparar con el Modelo Japonés se obtuvo una diferencia de 3%. Tal diferencia es típica de este tipo de análisis, en donde están involucradas muchas variables para obtener los resultados.

Los resultados de gastos obtenidos con la aplicación de los modelos lluvia – escurrimiento fueron: 4,762.47 m³/s con el Método Racional Americano (M.R.A.) y 4,440.74 m³/s con el Hidrograma Unitario Triangular (H.U.T.), mientras que los obtenidos luego de aplicar el Modelo Japonés fueron para el período 1979-2003 el gasto obtenido fue de 2,208.38 m³/s con el M.R.A. y de 2,059.20 m³/s con el H.U.T.; para el período 1979-2039 el gasto obtenido fue de 2,118.67 m³/s con el M.R.A. y de 1,975.55 m³/s con el H.U.T. Lo anterior muestra una diferencia de 7%, entre los gastos obtenidos con el Método Racional Americano y los obtenidos con el Hidrograma Unitario Triangular. Esta diferencia se debe principalmente a la determinación del coeficiente de escurrimiento mediante el método de la curva de escurrimiento N del servicio de conservación de suelos U.D.A., además de que en el caso de que en el caso del H.U.T. están involucrados un mayor número de parámetros, la duración de la lluvia efectiva, el tiempo de concentración y el tiempo de retraso en la cuenca. La diferencia entre los gastos obtenidos con datos de precipitación de las estaciones climatológicas y datos del modelo japonés (período 1979-2003) es del 54% tanto para Método Racional Americano como para el Hidrograma Unitario Triangular. Para el caso de los datos del Modelo Japonés, las posibles fuentes de error son: la incertidumbre en los distintos modelos que se combinaron para integrar el Modelo Japonés además de la existente en el modelo utilizado para generar los datos que alimentan al modelo, el cual se basó en mediciones de estaciones pero también en algunos valores calculados por medio de una serie de observaciones satelitales.

La distribución Gumbel II fue la que mejor se ajustó para las tres muestras de datos a las que se aplicaron las funciones de distribución (para los datos de las estaciones climatológicas, período 1979-2003 y período 1979-2039 del Modelo Japonés) debido a que la zona de es una región que presenta lluvias de origen ciclónico y precisamente la distribución Gumbel II fue



diseñada para ajustarse a dos tipos de datos en una misma muestra, los de origen ciclónico y no ciclónico.

El Modelo Japonés es útil al reproducir el acumulado de precipitaciones durante la época de lluvias (mayo-noviembre), sin embargo el modelo no tiene la misma validez y precisión con los valores máximos de precipitación en veinticuatro horas que fueron utilizados para el cálculo de la avenida, debido a que el modelo tiende a suavizar los valores máximos.

Recomendaciones

El estudio del cambio climático es muy complejo, al cual se le debe dar la mayor importancia por parte de las instituciones educativas, de investigación y de los gobiernos; y donde hay mucho por investigar. De forma particular el tema tratado en esta tesis tiene tres líneas de investigación a las cuales hay que dar seguimiento en un trabajo a futuro:

- Otros modelos que hay que considerar en futuras investigaciones, son los generadores estocásticos de tiempo meteorológico; herramientas que permiten visualizar los posibles cambios que podría haber en las precipitaciones de las próximas décadas.
- Calibrar el Modelo Japonés, considerando la proyección de valores máximos de precipitación, debido a que en el desarrollo de la tesis se demostró que para las cuencas de estudio, el Modelo Japonés suaviza los valores máximos, ya que éstos eran mucho menores que los registrados por la estación climatológica.
- Realizar estudios donde se evalúe la seguridad y estabilidad de un conjunto de obras de protección existentes en cauces susceptibles a inundaciones y hacer la simulación de eventos extremos de precipitación.



Bibliografía.

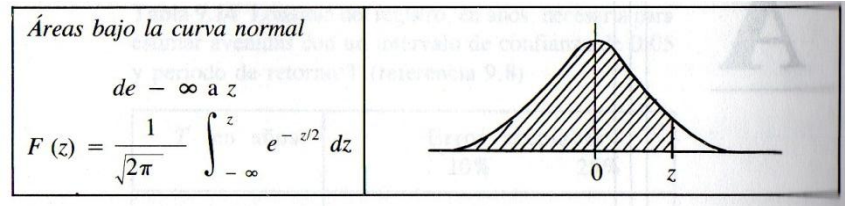
- Aparicio Mijares Francisco Javier, 2007, “Fundamentos de hidrología de superficie”, México, Limusa, 304 pp.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), 2001, “Diagnóstico de Peligros e identificación de Riesgos de Desastres en México”, México, 231 pp.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres, (CENAPRED) 2004, “Informe Técnico de la visita realizada al municipio de Coalcomán de Vázquez de Pallares, Mich. Los días 10 y 12 de Septiembre de 2003, para identificar su problemática de inundaciones y proponer algunas soluciones.”, México 2004, 33 pp.
- Comisión intersecretarial de Cambio Climático, 2009, “Programa Especial de Cambio Climático 2009-2012”, México, 118 pp.
- Comisión Nacional del Agua: Universidad Nacional Autónoma de México (CONAGUA) 1996, Instituto de Ingeniería, “Estudio Hidrológico para Obras de Protección. Capítulo 3 del Manual de Ingeniería de Ríos.”, México 1996, 156 pp.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2009, “Atlas del agua en México 2009”, México 2009, 123 pp.
- González Villarreal F. J., 1970, “Contribución al análisis de frecuencias de valores extremos de los gastos máximos de un río”. Publ. 277. Instituto de Ingeniería, UNAM, México, dic. 1970.
- Hennegriff W., 2007, “Climate change and floods – findings and adaptation strategies for flood protection in Baden-Württemberg”, Water Science & Technology Vol. 56 No 4 IWA Publishing 2007, 10 pp.
- Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, (IMTA) 2010. “Efectos del cambio climático en los recursos hídricos de México. Volumen III. Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante el cambio climático.” Coordinadores generales Polioptro F. Martínez Austria y Carlos Patiño Gómez. Jiutepec, Morelos.
- IPCC (2007) Climate Change 2007. Summary for policy makers. Intergovernmental Panel for Climate Change. Geneva, Switzerland. 21 pp.
- IPCC (2007a) Technical Summary. Climate Change 2007: The physical sciences basis. Report of the Group I of the IPCC. 74 pp.
- Knutson Thomas and Tuleya Robert, 2004, “Impact of CO₂ induced warming on simulated intensity and precipitation: sensitivity to choice of climate model and convective parametrization.”, Journal of Climate 2004, Vol. 17, No. 18 pp. 3477-3495.
- Kuichling, E. (1889). The relation between the rainfall and the discharge of sewers in populous districts. Transactions, American Society of Civil Engineers 20, 1-56.



- Landa, R., B. Ávila y M. Hernández. 2010. Cambio Climático y Desarrollo Sustentable para América Latina y el Caribe. Conocer para Comunicar. British Council, PNUD México, Cátedra UNESCO-IMTA, FLACSO México. México D.F. 140 pp.
- Lezaun Iturralde Mikel (2002), “Matemáticas de los fluidos. El clima y el tiempo.”, Universidad del País Vasco, España, 10 pp.
- Madrid Casado Carlos M., “Las Matemáticas del Cambio Climático”, Universidad Complutense de Madrid, España, 14 pp.
- Magaña Rueda Víctor (2010), “Guía para generar y aplicar escenarios probabilísticos regionales de cambio climático en la toma de decisiones”, UNAM, 80 pp.
- Martínez A. Polioptro F. (2007), “Efectos del cambio climático en los recursos hídricos de México”, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, 75 pp.
- Martínez A. Polioptro F. y Aguilar Chávez Ariosto (2008), “Efectos del cambio climático en los recursos hídricos de México Volumen II”, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, 118 pp.
- Martínez Gutiérrez y Mayer, “Huracanes en Baja California, México y sus implicaciones en la sedimentación en el Golfo de California”, GEOS, México 2004, Vol. 24, No. 1, 8 pp.
- Mizuta, R., K. Oouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K., Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai, and M. Nakagawa (2006), “20 km-mesh global Climate simulations using JMA-GSM model”. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 165–185.
- Monsalve Sáenz Germán 1999, “Hidrología en la Ingeniería”, Editorial Escuela Colombiana de Ingeniería, Colombia 1999, 383 pp.
- Oouchi K., Yoshimura J., Yoshimura H., Mizuta R., Kusunoki S y Noda A., Tropical Cyclone Climatology in a Global-Warming Climate as Simulated in a 20 km-Mesh Global Atmospheric Model: Frequency and Wind Intensity Analyses. Journal of the Meteorological Society of Japan. 84, 2, 259-276, 2006.
- Salas Salinas Marco Antonio (1999), Cuaderno de investigación No. 49 “Obras de protección contra inundaciones”, CENAPRED, México 1999.
- Xie, P. and P.A. Arkin (1997), “Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical outputs. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2539-2558.
- <http://gaia.inegi.org.mx/mdm5/viewer.html>
- http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=38&Itemid=102
- <http://www.jornada.unam.mx/1997/10/11/paulis1.jpg>

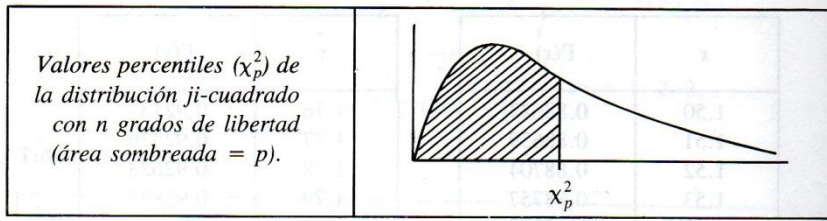


ANEXO A.



z	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0.0	0.5000	0.5040	0.5040	0.5120	0.5150	0.5199	0.5239	0.5279	0.5319	0.5359
0.1	0.5398	0.5438	0.5478	0.5517	0.5557	0.5596	0.5636	0.5675	0.5714	0.5754
0.2	0.5793	0.5832	0.5871	0.5910	0.5948	0.5987	0.6026	0.6064	0.6103	0.6141
0.3	0.6179	0.6217	0.6255	0.6295	0.6331	0.6368	0.6406	0.6443	0.6480	0.6517
0.4	0.6554	0.6991	0.6628	0.6664	0.6700	0.6736	0.6772	0.6808	0.6844	0.6879
0.5	0.6915	0.6950	0.6985	0.7019	0.7054	0.7061	0.7123	0.7159	0.7190	0.7224
0.6	0.7254	0.7291	0.7324	0.7357	0.7389	0.7422	0.7454	0.7486	0.7511	0.7549
0.7	0.7580	0.7612	0.7642	0.7673	0.7704	0.7734	0.7764	0.7794	0.7823	0.7852
0.8	0.7881	0.7910	0.7939	0.7967	0.7996	0.8023	0.8051	0.8078	0.8106	0.8133
0.9	0.8159	0.8186	0.8212	0.8231	0.8264	0.8289	0.8315	0.8340	0.8363	0.8389
1.0	0.8413	0.8431	0.8461	0.8485	0.8504	0.8531	0.8554	0.8577	0.8599	0.8621
1.1	0.8643	0.8665	0.8686	0.8706	0.8729	0.8749	0.8770	0.8790	0.8810	0.8830
1.2	0.8849	0.8869	0.8888	0.8907	0.8925	0.8944	0.8962	0.8980	0.8997	0.9015
1.3	0.9032	0.9049	0.9066	0.9082	0.9099	0.9115	0.9131	0.9147	0.9162	0.9177
1.4	0.9192	0.9203	0.9222	0.9236	0.9251	0.9265	0.9279	0.9292	0.9306	0.9319
1.5	0.9332	0.9345	0.9353	0.9370	0.9382	0.9394	0.9406	0.9413	0.9429	0.9441
1.6	0.9452	0.9463	0.9474	0.9484	0.9495	0.9506	0.9515	0.9525	0.9535	0.9545
1.7	0.9554	0.9564	0.9573	0.9582	0.9591	0.9599	0.9608	0.9616	0.9625	0.9633
1.8	0.9641	0.9649	0.9656	0.9664	0.9671	0.9678	0.9686	0.9693	0.9699	0.9706
1.9	0.9713	0.9719	0.9726	0.9732	0.9738	0.9744	0.9750	0.9756	0.9761	0.9767
2.0	0.9772	0.9778	0.9783	0.9788	0.9793	0.9798	0.9803	0.9808	0.9812	0.9817
2.1	0.9821	0.9826	0.9830	0.9834	0.9838	0.9842	0.9846	0.9850	0.9854	0.9857
2.2	0.9861	0.9864	0.9868	0.9871	0.9875	0.9878	0.9881	0.9884	0.9887	0.9890
2.3	0.9893	0.9896	0.9898	0.9901	0.9904	0.9906	0.9909	0.9911	0.9913	0.9916
2.4	0.9918	0.9920	0.9922	0.9925	0.9927	0.9929	0.9931	0.9932	0.9934	0.9936
2.5	0.9938	0.9940	0.9941	0.9943	0.9945	0.9946	0.9948	0.9949	0.9951	0.9952
2.6	0.9953	0.9955	0.9956	0.9957	0.9959	0.9960	0.9961	0.9962	0.9963	0.9964
2.7	0.9965	0.9966	0.9967	0.9968	0.9969	0.9970	0.9971	0.9972	0.9973	0.9974
2.8	0.9974	0.9975	0.9976	0.9977	0.9977	0.9978	0.9979	0.9979	0.9980	0.9981
2.9	0.9981	0.9982	0.9982	0.9983	0.9984	0.9984	0.9985	0.9985	0.9986	0.9986
3.0	0.9987	0.9987	0.9987	0.9988	0.9988	0.9989	0.9989	0.9989	0.9990	0.9990
3.1	0.9990	0.9991	0.9991	0.9991	0.9992	0.9992	0.9992	0.9992	0.9993	0.9993
3.2	0.9993	0.9993	0.9994	0.9994	0.9994	0.9994	0.9994	0.9995	0.9995	0.9995
3.3	0.9995	0.9995	0.9995	0.9996	0.9996	0.9996	0.9996	0.9996	0.9996	0.9997
3.4	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9998
3.5	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998
3.6	0.9998	0.9998	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
3.7	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
3.8	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
3.9	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000

Tabla 1. Distribución normal (Aparicio, 2007)



n	$\chi_{0.995}^2$	$\chi_{0.99}^2$	$\chi_{0.975}^2$	$\chi_{0.95}^2$	$\chi_{0.90}^2$	$\chi_{0.75}^2$	$\chi_{0.50}^2$	$\chi_{0.25}^2$	$\chi_{0.10}^2$	$\chi_{0.05}^2$	$\chi_{0.025}^2$	$\chi_{0.01}^2$	$\chi_{0.005}^2$
1	7.88	6.63	5.02	3.84	2.71	1.32	0.455	0.102	0.0158	0.0039	0.0010	0.0002	0.0000
2	10.6	9.21	7.38	5.99	4.61	2.77	1.39	0.575	0.211	0.103	0.0506	0.0201	0.0100
3	12.8	11.3	9.35	7.81	6.25	4.11	2.37	1.21	0.584	0.352	0.216	0.115	0.072
4	14.9	13.3	11.1	9.49	7.78	5.39	3.36	1.92	1.06	0.711	0.484	0.297	0.207
5	16.7	15.1	12.8	11.1	9.24	6.63	4.35	2.67	1.61	1.15	0.831	0.554	0.412
6	18.5	16.8	14.4	12.6	10.6	7.84	5.35	3.45	2.20	1.64	1.24	0.872	0.676
7	20.3	18.5	16.0	14.1	12.0	9.04	6.35	4.25	2.83	2.17	1.69	1.24	0.989
8	22.0	20.1	17.5	15.5	13.4	10.2	7.34	5.07	3.49	2.73	2.18	1.65	1.34
9	23.6	21.7	19.0	16.9	14.7	11.4	8.34	5.90	4.17	3.33	2.70	2.09	1.73
10	25.2	23.2	20.5	18.3	16.0	12.5	9.34	6.74	4.87	3.94	3.25	2.56	2.16
11	26.8	24.7	21.9	19.7	17.3	13.7	10.3	7.58	5.58	4.57	3.82	3.05	2.60
12	28.3	26.2	23.3	21.0	18.5	14.8	11.3	8.44	6.30	5.23	4.40	3.57	3.07
13	29.8	27.7	24.7	22.4	19.8	16.0	12.3	9.30	7.04	5.89	5.01	4.11	3.57
14	31.3	29.1	26.1	23.7	21.1	17.1	13.3	10.2	7.79	6.57	5.63	4.66	4.07
15	32.8	30.6	27.5	25.0	22.3	18.2	14.3	11.0	8.55	7.26	6.26	5.23	4.60
16	34.3	32.0	28.8	26.3	23.5	19.4	15.3	11.9	9.31	7.96	6.91	5.81	5.14
17	35.7	33.4	30.2	27.6	24.8	20.5	16.3	12.8	10.1	8.67	7.56	6.41	5.70
18	37.2	34.8	31.5	28.9	26.0	21.6	17.3	13.7	10.9	9.39	8.23	7.01	6.26
19	38.6	36.2	32.9	30.1	27.2	22.7	18.3	14.6	11.7	10.1	8.91	7.63	6.84
20	40.0	37.6	34.2	31.4	28.4	23.8	19.3	15.5	12.4	10.9	9.59	8.26	7.43
21	41.4	38.9	35.5	32.7	29.6	24.9	20.3	16.3	13.2	11.6	10.3	8.90	8.03
22	42.8	40.3	36.8	33.9	30.8	26.0	21.3	17.2	14.0	12.3	11.0	9.54	8.64
23	44.2	41.6	38.1	35.2	32.0	27.1	22.3	18.1	14.8	13.1	11.7	10.2	9.26
24	45.6	43.0	39.4	36.4	33.2	28.2	23.3	19.0	15.7	13.8	12.4	10.9	9.89
25	46.9	44.3	40.6	37.7	34.4	29.3	24.3	19.9	16.5	14.6	13.1	11.5	10.5
26	48.3	45.6	41.9	38.9	35.6	30.4	25.3	20.8	17.3	15.4	13.8	12.2	11.2
27	49.6	47.0	43.2	40.1	36.7	31.5	26.3	21.7	18.1	16.2	14.6	12.9	11.8
28	51.0	48.3	44.5	41.3	37.9	32.6	27.3	22.7	18.9	16.9	15.3	13.6	12.5
29	52.3	49.6	45.7	42.6	39.1	33.7	28.3	23.6	19.8	17.7	16.0	14.3	13.1
30	53.7	50.9	47.0	43.8	40.3	34.8	29.3	24.5	20.6	18.5	16.8	15.0	13.8
40	66.8	63.7	59.3	55.8	51.8	45.6	39.3	33.7	29.1	26.5	24.4	22.2	20.7
50	79.5	76.2	71.4	67.5	63.2	56.3	49.3	42.9	37.7	34.8	32.4	29.7	28.0
60	92.0	88.4	83.3	79.1	74.4	67.0	59.3	52.3	46.5	43.2	40.5	37.5	35.5
70	104.2	100.4	95.0	90.5	85.5	77.6	69.3	61.7	55.3	51.7	48.8	45.4	43.3
80	116.3	112.3	106.6	101.9	96.6	88.1	79.3	71.1	64.3	60.4	57.2	53.5	51.2
90	128.3	124.1	118.1	113.1	107.6	98.6	89.3	80.6	73.3	69.1	65.6	61.8	59.2
100	140.2	135.8	129.6	124.3	118.5	109.1	99.3	90.1	82.4	77.9	74.2	70.1	67.3

Tabla 2. Valores percentiles de la distribución ji-cuadrado con n grados de libertad (Aparicio, 2007).



ANEXO B.

Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 84, No. 1, pp. 165-185, 2006

165

20-km-Mesh Global Climate Simulations Using JMA-GSM Model —Mean Climate States—

Ryo MIZUTA, Kazuyoshi OUCHI

Advanced Earth Science and Technology Organization, MRI, Tsukuba, Japan

Hiromasa YOSHIMURA, Akira NODA

Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

Keiichi KATAYAMA

Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan

Seiji YUKIMOTO, Masahiro HOSAKA, Shoji KUSUNOKI

Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

Hideaki KAWAI and Masayuki NAKAGAWA

Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan

(Manuscript received 20 April 2005, in final form 28 October 2005)

Abstract

A global atmospheric general circulation model, with the horizontal grid size of about 20 km, has been developed, making use of the Earth Simulator, the fastest computer available at present for meteorological applications. We examine the model's performance of simulating the present-day climate from small scale through global scale by time integrations of over 10 years, using a climatological sea surface temperature.

Global distributions of the seasonal mean precipitation, surface air temperature, geopotential height, zonal-mean wind and zonal-mean temperature agree well with the observations, except for an excessive amount of global precipitation, and warm bias in the tropical upper troposphere. This model improves the representation of regional-scale phenomena and local climate, by increasing horizontal resolution due to better representation of topographical effects and physical processes, with keeping the quality of representation of global climate. The model thus enables us to study global characteristics of small-scale phenomena and extreme events in unprecedented detail.

Corresponding author: Ryo Mizuta, Advanced Earth Science and Technology Organization, Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.
E-mail: rmizuta@mri-jma.go.jp
© 2006, Meteorological Society of Japan

fore, smaller-scale phenomena is represented explicitly. Such phenomena can interact with larger-scale phenomena and can influence global-scale features. Before investigating simulated small-scale phenomena, and impacts of global climate change on them, it is necessary to examine whether the model can realistically simulate global-scale, long-term mean climate state as well. In this paper, we present the model's performance of representing global-scale, long-term mean climate state, and representing regional-scale climate state in some aspects. Several lower-resolution simulations, with the same model framework, are also conducted to compare the results with those from the high-resolution model to examine resolution dependence. Details about the simulated small-scale phenomena and extreme events, such as tropical cyclones and Baiu front, are reported in separate publications.

Descriptions of the model, and the developments for the 20-km-mesh model are in the next section. The design of the experiments is in Section 3. The model's performance of representing present-day climate state is discussed in Section 4, and concluding remarks are presented in Section 5.

2. Model developments

2.1 Model outline

The model used in this study is a prototype of the next generation of global atmospheric model of the Japan Meteorological Agency (JMA), Meteorological Research Institute (MRI), and JMA are in collaboration to develop the model for the use of both climate simulations and weather predictions. The model is based on the global numerical weather prediction (NWP) model of JMA (JMA-GSM0103), upon which modifications and improvements have been implemented.

Since detailed description of the JMA-GSM0103 model is available in JMA (2002), we give only an outline here. The dynamical framework is a full primitive equation system, originally designed by Kanamitsu et al. (1983). It uses a spectral transform method of spherical harmonics, and a sigma-pressure hybrid coordinate as the vertical coordinate. The cumulus convection scheme proposed by Arakawa and Schubert (1974) is implemented. The vertical profile of the upward mass flux is assumed

to be a linear function of height, as proposed by Moorthi and Suarez (1992). The mass flux at the cloud base is determined by solving a prognostic equation (Randall and Pan 1993; Pan and Randall 1998). Clouds are prognostically determined in a similar fashion to that of Smith (1990), in which the cloud amount and the cloud water content are estimated by a simple statistical approach proposed by Sommeria and Deardorff (1977). The phase of cloud is assumed liquid above 0°C and ice below -15°C, and the fraction of each changes linearly with temperature between -15°C and 0°C. The parameterization of the conversion rate from cloud water to precipitation follows the scheme proposed by Sundqvist (1978). The level 2 turbulence closure scheme by Mellor and Yamada (1974) is used to represent the vertical diffusion of momentum, heat and moisture. The orographic gravity wave drag scheme developed by Iwasaki et al. (1989) is used, in which gravity waves are partitioned into long waves (wavelength > 100 km) and short waves (wavelength ~ 10 km). The long waves propagate upward and deposit momentum in the middle atmosphere, while the short waves are trapped in the troposphere and exert drag there.

2.2 Developments implemented on the model

Modifications described below have been implemented on JMA-GSM0103 to build the model in this study.

First, a new quasi-conservative semi-Lagrangian scheme (Yoshimura and Matsumura 2003) has been developed and introduced for stable and efficient time integrations. Horizontal and vertical advectations are calculated separately in this scheme. The vertical flux is determined with rigorous conservation in a conservative semi-Lagrangian scheme. The horizontal advection is calculated in a standard semi-Lagrangian scheme, but mass, water vapor, and cloud water are conserved using a correction method similar to Priestley (1993) and Gravel and Staniforth (1994). Prognostic variables have been changed from vorticity and divergence, to zonal and meridional wind components with the introduction of the semi-Lagrangian scheme (Ritchie et al. 1995). Since time steps are not constrained by the CFL criterion when the semi-Lagrangian scheme is used, we can use much longer time steps in

the scheme than in a conventional Eulerian scheme. Furthermore, a two-time-level semi-Lagrangian scheme has been introduced instead of a three-time-level scheme, which provides a doubling of efficiency in principle (Temperton et al. 2001; Hortal 2002; Yoshimura and Matsumura 2005). These improvements of efficiency enable us to perform high-resolution, long-term integrations.

Second, some physical process schemes have been improved. A cumulus parameterization scheme has been improved to include the entrainment and detrainment effects between the cloud top and cloud base in convective downdraft instead of reevaporation of convective precipitation (Nakagawa and Shimpo 2004). This reduces cooling bias in the tropical lower troposphere of the model, as cooling by the reevaporation is reduced. The cloud ice fall scheme, based on an analytically integrated solution by Rotsteyn (1997), has been introduced (Kawai 2003), instead of a rather simple parameterization in which cloud ice falls only into the next layer, or to the ground. The prognostic cloud scheme has been modified to reduce the dependence of precipitation on the integration time step. In order to represent subtropical marine stratocumulus off the west coasts of the continents, a new stratocumulus parameterization scheme has been introduced, following a simple and classical one proposed by Slingo (1987), with some modifications (Kawai 2004). Cloud is formed in the model when there is inversion at the top of boundary layer, and mixing layer is formed near the sea surface.

2.3 Schemes and settings for a climate model

The radiation scheme and the land surface scheme, developed for a climate model MRI/JMA98 GCM (Shibata et al. 1999), has been introduced to the model with some modifications. We use these detailed schemes, instead of the simplified but fast original schemes developed for the use of NWP.

A multi-parameter random model, based on Shibata and Aoki (1989), is used for terrestrial radiation. Absorption due to CH_4 and N_2O is treated in the present version, in addition to H_2O , CO_2 , and O_3 . The model calculates solar radiation formulated by Shibata and Uchiyama (1992), with delta-two-stream approximation. An explicit treatment of the direct effect of sul-

fate aerosols is considered in the present scheme.

The treatment of land surface has been improved from the Simple Biosphere model (Sellers et al. 1986), mainly in the soil and snow schemes. In the soil scheme, the 3 layers for the soil water equation are shared with the heat budget equation, and the phase changes of water are included, so that the water and energy can be conserved in the soil layers. It also has the 4th layer as a heat buffer. In the snow scheme, the number of snow layers varies up to 3, depending on the snow amount, and the heat and water fluxes are calculated. Snow albedo depends on the snow age (Aoki et al. 2003).

The simulations were performed at a triangular truncation 959, with the linear Gaussian grid (TL959) in the horizontal, in which the transform grid uses 1920×960 grid cells, corresponding to the grid size of about 20 km. The linear Gaussian grid has a smaller number of grid points than the ordinary 'quadratic' Gaussian grid, for the same spectral resolution. We can use the linear grid, because quadratic Eulerian advection terms which bring about aliasing do not appear in the semi-Lagrangian scheme. Details about the linear Gaussian grid can be found in Hortal (2002) and the references therein. The model uses 60 levels in the vertical, with the model top at 0.1 hPa. If we use an Eulerian scheme of the same horizontal resolution, we need a time step less than about 1 minute to satisfy the CFL criterion. But the time step we use in this study is 6 minutes, since it is not constrained by the criterion when we use a semi-Lagrangian scheme. The time step of 6 minutes is chosen in consideration of computational instabilities unrelated to the CFL criterion.

2.4 Physical parameterizations

Originally, all the settings in the physical parameterizations were 'tuned' at the resolutions of 300 to 60 km. When the settings were applied to the 20-km-mesh resolution without any modification, many problems arose from characteristics depending on resolution. For instance, 1) the amount of global average precipitation increased, 2) the temperature at tropical upper troposphere became higher, and 3) cloud amount decreased as the horizontal resolution got higher. In addition to these resolution de-

pendences, resolution independent characteristics of the model, which did not need to be considered at lower resolutions, became conspicuous; convection was obviously less organized in meso-beta scale than observation, and frequency of tropical cyclones generation was less than observation. Therefore, some parameterizations of sub-grid scale physical processes were adjusted in order to reduce these biases. We tried several sets of the adjustments described below, but we could not do systematic parameter sweep experiments, due to constraint of computation resources and the time schedule.

Inhomogeneity of field variables (e.g., temperature, wind speed, etc.) of the model in a certain large (say, 300 km) fixed domain would increase with higher resolution, even though the area-mean values do not change. Evaporation therefore increases, since it is a function of the square of wind speed. So we make 10% less estimation of evaporation in the TL959 model than in the other resolution models. The amount of precipitation, however, is not changed so much, since negative feedback works against the modification.

On the other hand, a deviation from the grid-mean value, which cannot be resolved by the model would become smaller as the resolution becomes finer. Therefore, assumed sub-grid variance of water vapor is set to be 10% smaller in the cloud scheme of the TL959 model. This modification decreases the over-estimated condensation, and prevents instability from dissolving too fast, resulting in promoting organization of convection. This is effective also in decreasing the resolution dependence of global average precipitation.

We decreased the amount of detrainment of cloud water at the top of the cumulus convection, as well as transformation speed from cloud water to precipitation in the cloud scheme. These are implemented in order that cumulus and layer cloud increase, and resolution dependence decreases. These are also effective in decreasing the amount of global average precipitation. Values of parameters are selected so that the radiation balance is consistent with observations.

Among a number of modifications implemented in the physical processes of the TL959 model, the most effective one for improving the

representation of tropical cyclones is to decrease the vertical transport of horizontal momentum in the convection scheme. The ensemble effect of the convective momentum transport is generally downgradient, and acts to reduce the vertical wind shear of tropical cyclones. When a convective-scale pressure gradient force (Wu and Yanai 1993; Gregory et al. 1999) is not included in the convection scheme, the downgradient momentum transport is over-estimated, which weakens tropical cyclones excessively. Therefore, as a simple approximation of the effect of the pressure gradient force, we reduce the estimation of the effect of the momentum transport by 60%, resulting in more realistic organization of tropical cyclones.

We set the surface roughness length over the ocean to be larger, in order to enhance thermal interaction between sea surface and boundary layer. This also improves the representation of tropical cyclones. We set gravity wave drag coefficient for short waves, to be increased in order to control excessive developments of extratropical cyclones. As for the time step, because of the introduction of a semi-Lagrangian scheme, the time step used in the TL959 is not shorter than the one used in a coarser-resolution version with a Eulerian scheme. Therefore, effects by the time step on the physical parameterizations are not so crucial in the TL959.

2.5 Computational environments

The model development and calculations have been carried out on the ES. The ES is a distributed memory parallel computer system, which consists of 640 processor nodes. Each processor node is a shared memory system, which contains 8 vector processors. We have optimized the model codes for the ES. The Message Passing Interface (MPI) library is used for inter-node parallelization, and micro-tasking, which is shared memory parallel programming, is used for intra-node parallelization. The computing efficiency is better than 30% of the peak performance. It takes about 4 hours to execute one-month integration of the TL959L60 model using 30 nodes (240 CPUs) of the ES.

3. Experimental design

Time integration over 10 years was carried out with the resolution of TL959L60 as a pres-

ent-day climate simulation of the global atmospheric model. Its performance of representing climate is examined by the result. As boundary conditions, we used the monthly mean climatological sea surface temperature (SST), and sea ice concentration by Reynolds and Smith (1994), averaged from November 1981 to December 1993. The SST is updated daily using linear interpolation from the monthly climatology. Concentrations of the greenhouse gases are set constant at 348 ppmv for CO_2 , 1.650 ppmv for CH_4 , and 0.306 ppmv for N_2O . Climatological monthly mean three-dimensional distributions of sulfate aerosols, calculated on the global chemical transport model by MRI (Tanaka et al. 2003), are incorporated into the model.

The initial condition is provided by a global objective analysis of the JMA at July 9, 2002. After a spin-up with slight parameter change for 5 and a half years, the integration for 10 years was conducted. Although no interannual variation of the external forcing (i.e., SST, greenhouse gases, etc.) is imposed in the experiment, there exists interannual variability, caused by internal variability of the atmosphere. We discuss here the time mean climate state averaged over the 10 years. We use SST without interannual variability as a boundary condition, because this calculation is used as a control run against a time-slice experiment of future climate, in which SST difference, between present-day and warmed climate atmosphere-ocean coupled GCM, is added to the SST given here.

To examine resolution dependence of the results, we also performed simulations with three lower spatial resolutions, using the same model frame-work. The resolutions are TL63L40 (128×64 grid cells and 40 vertical levels up to 0.4 hPa, about 270 km grid size), TL95L40 (192×96 , 180 km) and TL159L40 (320×160 , 110 km). In these additional simulations, the parameter adjustments described in Section 2 were not included, except for the modification on vertical transport of horizontal momentum. The time steps are 30 minutes in all three resolutions.

4. Results

This section demonstrates fundamental model performance of reproducing global-scale climatologies of precipitation, global-mean en-

ergy budgets, zonal-mean temperature and wind, geopotential height, surface air temperature, and storm track activity. Subsequently, simulated regional-scale climate phenomena will be shown for typical concerns, Asian summer monsoon, wintertime precipitation distribution in Japan, and snow cover in Europe. A more complete set of large-scale climatologies, and their comparisons with observational estimates will be available on our website (<http://www.mri-jma.go.jp/Project/RR2002/k4-1-en.html>).

4.1 Precipitation

Geographical distributions of precipitation of the 10-year mean integration during boreal winter (December, January, and February), and summer (June, July, August) are shown in Figs. 1a and 2a, respectively. Their zonal means are shown on the right side (Figs. 1b and 2b), compared with data sets from observation (CMAP: Xie and Arkin 1997; and GPCP: Huffman et al. 1997). Geographical distributions of CMAP (Figs. 1c and 2c), and differences between the model and CMAP (Figs. 1d and 2d), are also presented. The results agree well with the observations in terms of spatial patterns, such as ITCZ, SPCZ, Asian summer monsoon, and storm tracks in the north Pacific and the north Atlantic in winter. Quantitatively, around the tropics of JJA, the amount is under-estimated in the western Pacific region, and over-estimated around the Bay of Bengal, the eastern Pacific and the Atlantic.

We can see precipitation patterns associated with topography. Contrast in the amount of precipitation between both sides of mountains is well simulated in New Zealand, Tasmania, south of the Andes of JJA, and in the west coast of North America and Scandinavia in DJF, which are located at the end of storm tracks. A more detailed pattern in Asian summer is also simulated, and will be presented later.

Zonal mean in both seasons (Figs. 1b and 2b) in the midlatitudes is close to that of GPCP, while that in lower latitudes is close to that of CMAP. The amount of precipitation in the tropics are over-estimated, both in winter and summer, resulting in overestimation of the global amount. The annual mean global amount of precipitation (3.06 mm/day) is about 15% larger than the estimations from GPCP (2.62 mm/day) and CMAP (2.68 mm/day).

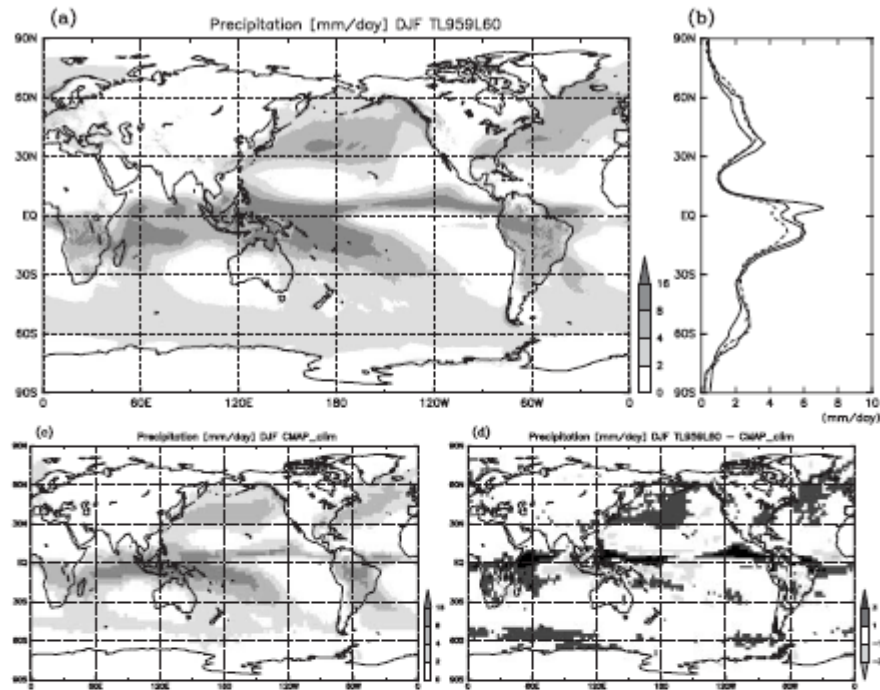


Fig. 1. Horizontal distribution of 10-year-average precipitation in DJF for (a) the TL959 model, (c) climatological estimates of CMAP and (d) difference between the TL959 model and CMAP. The difference is calculated on the grid cells of CMAP ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$) by averaging the model results on the cells. (b) is the zonal mean precipitation of the model (thick solid line), CMAP (thin solid line) and GPCP (thin dashed line). Units are mm/day.

Figure 3 shows dependence of annual mean precipitation on the model resolutions, global average, average over tropics, and average in middle and high latitudes. Comparing the result of TL959L60 with TL63L40 (about 270-km mesh) and TL159L40 (about 110-km mesh) models, the global average of precipitation increases with the resolution. As the resolution increases, the amount of convective precipitation decreases and that of grid-scale precipitation increases. Note that parameter adjustments are added in the TL959 model, resulting in reduction of the increase of precipitation. Comparing the models of TL63, TL95 and TL159, in which the same parameter sets are

used, a systematic tendency is found that the average in the tropics increases with resolution, while any remarkable dependence on the horizontal resolution is not seen in the extratropics.

As the resolution increases, vertical velocity is much more resolved horizontally, and amplitude of vertical velocity becomes larger, since the size of each grid cell becomes smaller. Spatial structure of humidity is also resolved more clearly, and water vapor become easily saturated in a small grid cell than in a large one. Therefore precipitation due to grid-scale condensation increases. Precipitation due to convective parameterization scheme is expected to

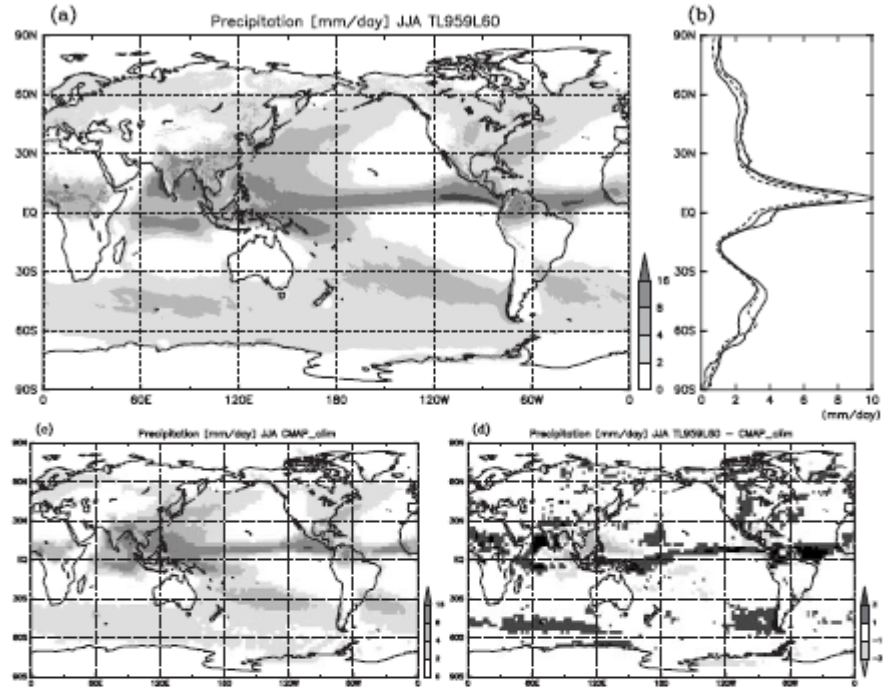


Fig. 2. As Fig. 1, but in JJA.

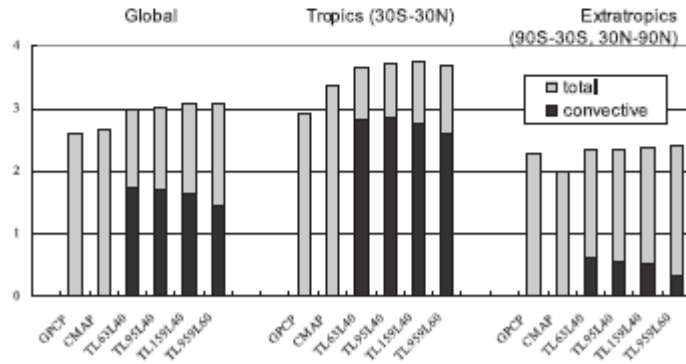


Fig. 3. Annual mean precipitation for 10-year-averages for various resolutions of the model, compared with climatological estimates of GPCP and CMAP. Units are mm/day. For the models, dark shaded is convective precipitation, and light shaded is large-scale precipitation. (left) global average, (center) average in the tropics (30S–30N), and (right) average in the extratropics (90 S–30 S, 30 N–90 N).

February 2006

R. MIZUTA et al.

173

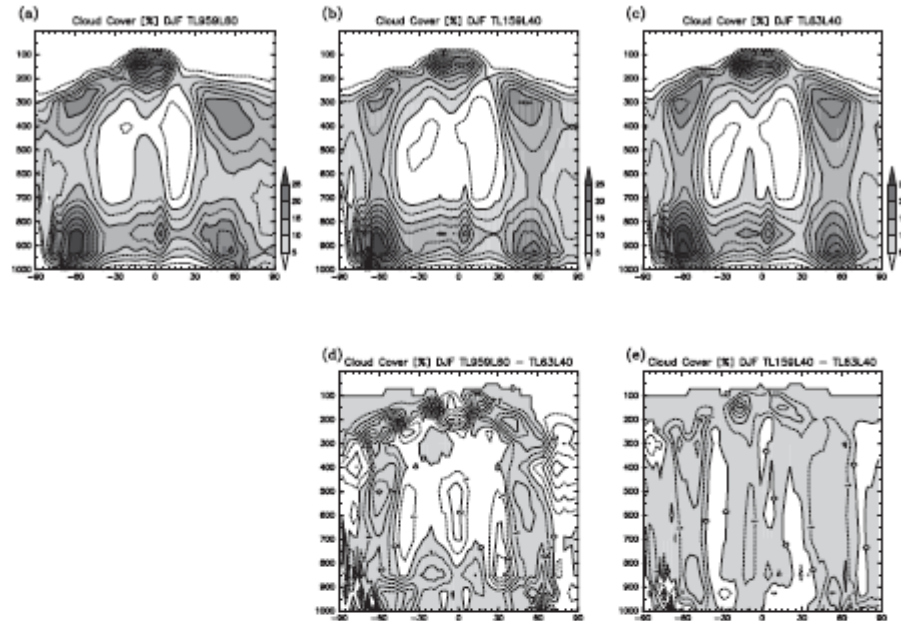


Fig. 4. Seasonal averages of zonal-mean cloud cover in units of % in DJF for (a) the TL959 model, (b) the TL159 model, and (c) the TL63 model. (d) is difference between the TL959 and the TL63 models, and (e) is difference between the TL159 and the TL63 models. Negative values are shaded in (d) and (e). Contour intervals are 2.5% in (a–c), and 1% in (d, e).

decrease, and the amount of decrease is expected to be equal to the amount of increase of grid-scale precipitation. In our results, the increase of grid-scale precipitation is slightly greater than the decrease of convective precipitation. Consequently, the total amount increases with higher resolution. The resolution dependence that the precipitation amount due to grid-scale condensation increases with more-resolved vertical velocity is consistent with those of many resolution dependence studies with atmospheric general circulation models (Williamson et al. 1995; Stratton 1999; Brankovic and Gregory 2001; Duffy et al. 2003; Kobayashi and Sugi 2004).

4.2 Cloud cover

Figure 4 shows seasonal averages of zonal-mean cloud cover in DJF simulated in the

models of TL959, TL159 and TL63 resolutions. As the resolution increases, cloud cover generally decreases. Note that some increase is seen in the tropics of middle-upper troposphere in the TL959 model (Fig. 4d), since many adjustments for the high-resolution model is included. The pattern of the difference between the TL159 model and the TL63 model (Fig. 4e) is a typical one of the resolution dependence in this model, and it was emphasized in the TL959 model without any adjustment (not shown). Decreases in the upper troposphere and lower troposphere are larger than in the other regions. Cloud cover in the extratropics from 50°N to 60°N, and from 50°S to 60°S in the middle troposphere also decreases.

Kiehl and Williamson (1991) examined the dependence of the cloud fraction on horizontal resolution, using their atmospheric climate

Table 1. Global annual mean quantities related to the energy budget for 10 years of the models compared with observations or best estimates by Kiehl and Trenberth (1997). Units are W/m^2 .

Quantity	TL63L40	TL159L40	TL959L60	Observations
Outgoing shortwave at TOA	109.8	108.6	109.2	107
Outgoing longwave at TOA	233.3	234.6	235.1	235
Net outgoing budget at TOA	1.0	0.9	2.2	0
Clear-sky outgoing shortwave at TOA	47.3	47.4	48.8	56
Clear-sky outgoing longwave at TOA	264.0	265.3	265.9	264
Net absorbed shortwave at surface	165.9	167.0	164.7	168
Net outgoing longwave at surface	61.5	61.1	60.7	66
Sensible heat flux	19.0	18.8	19.3	24
Latent heat flux	85.9	88.2	87.8	78
Net outgoing budget at surface	0.6	1.1	3.0	0

model, and found a systematic decrease of cloud amount when the resolution increases from R15 ($\sim 4.5^\circ \times 7.5^\circ$) to T106 ($\sim 1.1^\circ \times 1.1^\circ$). Decreases in the lower troposphere in the tropics and in the lower and upper troposphere in the extratropics are apparent in their results. They argue that the decrease of cloud in the lower atmosphere is due to increased advective drying by stronger subsidence, which results from stronger upward motion in the convective region. Decrease in the lower level (~ 800 hPa) in Figs. 4d and 4e is consistent with that examination, and as on increase of precipitation, a similar tendency is reported in other studies on resolution dependence (Phillips et al. 1995; Williamson et al. 1995; Pope and Stratton 2002). The dependence of cloud cover in the upper level and the extratropics seems to depend on the physics embedded in the model. It was attributed to a correction factor to eliminate negative moisture in Kiehl and Williamson (1991), and to a tuning parameter for radiative balance in Pope and Stratton (2002). In our model, it is reported that the amount of cloud ice fall become excessive as the time step becomes smaller (Kawai 2005). The change of cloud ice fall causes a large part of the dependence of cloud cover in the upper level and the extratropics in our model, as shown in Fig. 4d.

4.3 Energy budget

Table 1 shows global annual-mean quantities related to the energy budget for three resolutions of the model. The observed values listed on the table are taken from Kiehl and Tren-

berth (1997). Zonal-mean outgoing longwave and shortwave radiations at the top of atmosphere in January and July in the TL959 model and the TL63 model are shown in Fig. 5, which are compared with the plots from satellite measurements, between 1985 and 1988 by ERBE (Harrison et al. 1990). Note that the global-mean longwave radiation in the TL959 model has been reduced to agree with the observation through the parameter adjustment described in Section 2. As a result of the adjustment, outgoing longwave radiation agree with the observation also in the zonal-mean distribution (Figs. 5a and 5b). The global mean of outgoing shortwave at the top of the atmosphere is slightly larger than the observation (Table 1). Overestimation of the shortwave flux is found in the low latitudes (Figs. 5c and 5d), associated with overestimation of clouds around the western Pacific and the Indian Ocean. On the other hand, the global mean of clear-sky outgoing shortwave is smaller than the observation for any horizontal resolutions. It is attributed to a contribution from the ocean, especially in the summer hemisphere. Settings of the ocean surface albedo, and underestimation of scattering by aerosols, may have caused the difference.

As for the resolution dependence, Figs. 5a, 5b and Table 1 indicate that outgoing longwave radiation at the top of the atmosphere increases as resolution increases. This is consistent with the decrease of cloud cover in the upper troposphere, as the decrease of upper cloud makes the lower atmosphere exposed more

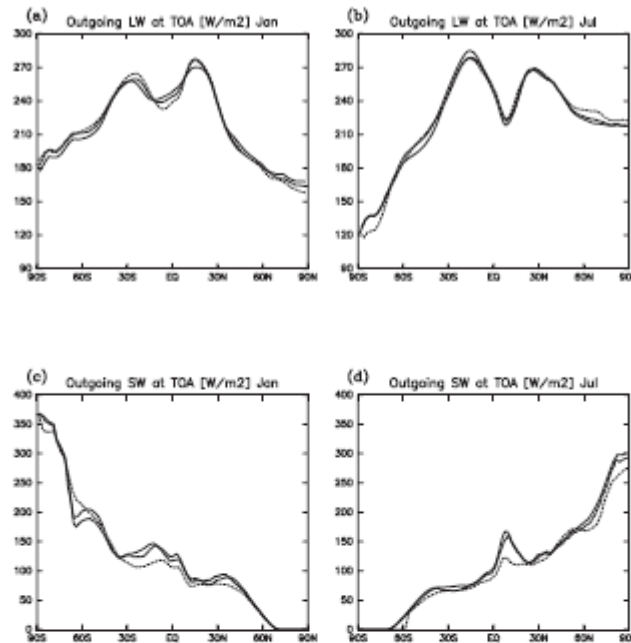


Fig. 5. Monthly averages of zonal-mean outgoing longwave (a, b) and shortwave (c, d) radiation in January (a, c) and July (b, d). Thick solid lines are the TL959 model results, and thin solid lines are the TL63 model results. Dashed lines indicate those from satellite measurements from 1985 to 1988 by ERBE.

to the space. Latent heat flux also increases, associated with the increase of precipitation resulting from an enhanced hydrological cycle.

4.4 Zonal-mean wind and temperature

Seasonal averages of zonal-mean zonal wind velocities of the model are shown in Figs. 6a and 6d. Compared with ERA40 (Simmons and Gibson 2000) reanalysis data (Figs. 6b and 6e), differences of zonal winds are within 2 m/s in most region of the troposphere, and 95% significant difference is seen only in the polar region in the southern hemisphere, and the stratosphere. Figures 6c and 6f are the difference between the results for the TL63 model and the reanalysis data. We can see difference from ERA40 is obviously decreased as resolution increases. Note that the differences with baro-

tropic structure seen in Figs. 6c and 6f are not significant, due to large interannual variability, and can be reduced to some extent by changing the gravity wave drag coefficient (not shown).

Figures 7a and 7d show seasonal averages of zonal-mean temperatures. Although differences from ERA40 (Figs. 7b and 7e) are within 2 K in large part of the troposphere, temperature in the lower troposphere below 700 hPa is lower, and that above 700 hPa is higher than the reanalysis data in both seasons. The difference is large and significant in the tropics of the upper troposphere. Compared with the difference between the TL63 model and the reanalysis data (Figs. 7c and 7f), temperature in the middle and upper troposphere gets higher as resolution increases. This results from enhanced condensation heating associated with enhanced

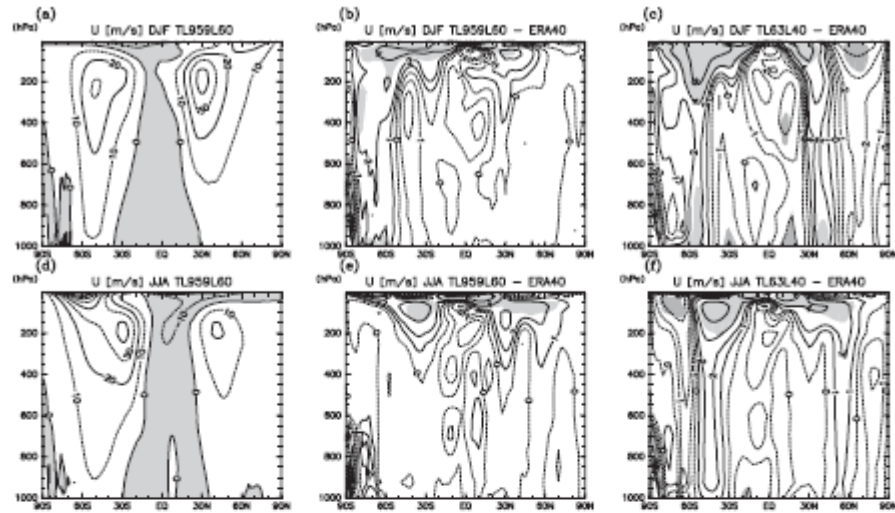


Fig. 6. Seasonal averages of zonal-mean zonal wind in DJF (top) and JJA (bottom). (a, d) are results for the TL959 model, (b, e) are differences between the TL959 model and ERA40 climate (averaged from 1979 to 2001), and (c, f) are differences between the TL63 model and ERA40. Units are m/s. Contour intervals are 10 m/s in (a, d), and 1 m/s in the others. Negative values are shaded in (a, d), and the areas where the difference is 95% significant are shaded in (b, c, e, f).

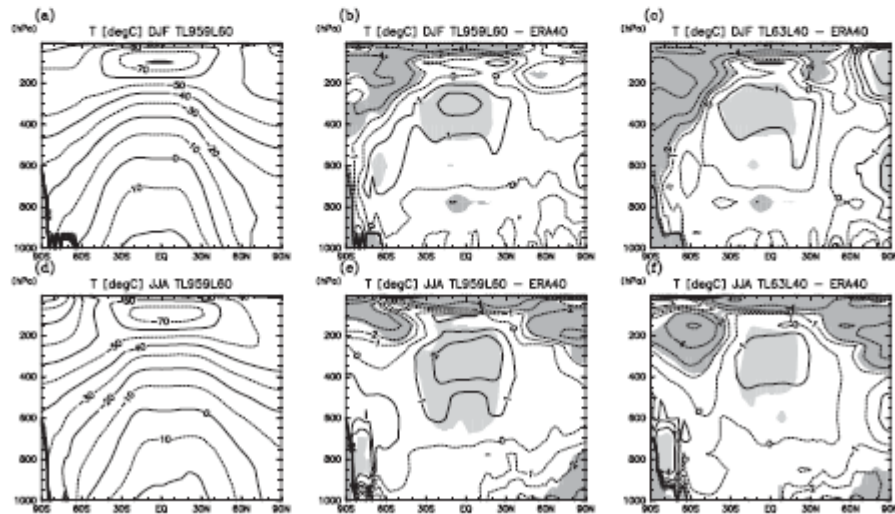


Fig. 7. As Fig. 6, but for zonal-mean temperature in °C. Contour intervals are 10 K in (a, d), and 1 K in the others. The areas where the difference is 95% significant are shaded in (b, c, e, f).

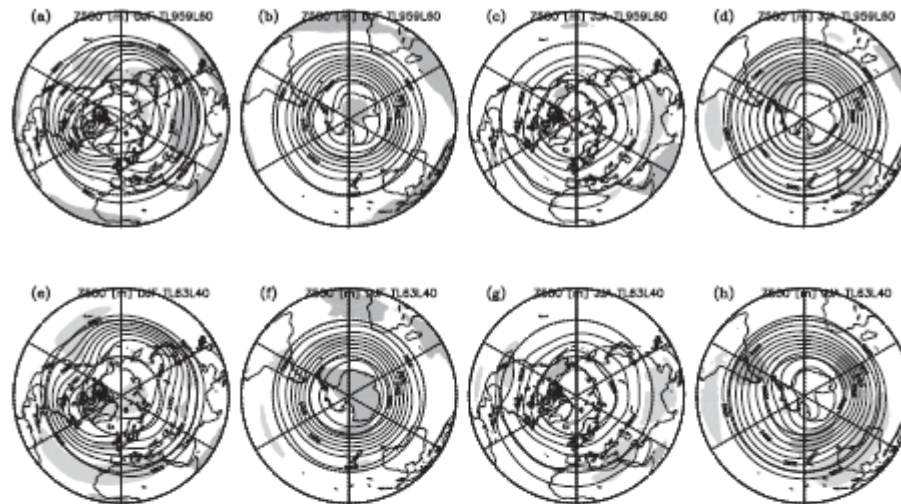


Fig. 8. Seasonal averages of 500 hPa height in meter units in DJF (left) and JJA (right) for the TL959 model (top) and the TL63 model (bottom). (a, c, e, g) are for the northern hemisphere, and (b, d, f, h) are for the southern hemisphere. Contour intervals are 100 m. The areas where the difference from ERA40 reanalysis data is 95% significant are shaded (light-shaded region for positive difference and heavy-shaded for negative difference).

latent heat transport, and enhanced precipitation in the tropics as shown in Figs. 1, 2 and Table 1.

Temperature in the lower and middle stratosphere is lower than the ERA40 climate. Since the stratosphere involves large interannual variabilities, it is necessary to perform many years of integration for comparing with the observational climatology. For that reason, the stratosphere were left "untuned" in the present version of the model. Resolution dependence of the stratospheric temperature is smaller than the difference from the reanalysis.

4.5 Z500

Figure 8 shows seasonal average of geopotential height at 500 hPa, for the TL959 and the TL63 models, in the northern and southern hemisphere, in DJF and JJA. The areas where the difference from ERA40 reanalysis data is 95% significant are shaded. It seems that distinct improvement with increasing resolution does not exist for the results in this aspect. Difference from the reanalysis data decreases

around the North Atlantic, Greenland and Antarctic in DJF, and south of Australia in JJA. On the other hand, difference increases near the equator, associated with the temperature bias in Fig. 7.

4.6 Surface air temperature

Surface air temperature in the model is defined as air temperature 2 m above the surface, which is extrapolated from the vertical temperature profile of the lowest layers. Figure 9 shows the mean surface air temperature of the simulation in January, April, July, and October, respectively. Improvements on aged snow albedo, implemented into the model following Aoki et al. (2003), reduced difference from the reanalysis data around Siberia and Canada in spring (Fig. 9d). But the temperature rising around the North Pole in spring is still earlier. Temperature is slightly lower in North America, and higher in Sahara throughout all seasons. Since the topography of the model is not strictly identical to that of the reanalysis model, it is inevitable that the simulated sur-

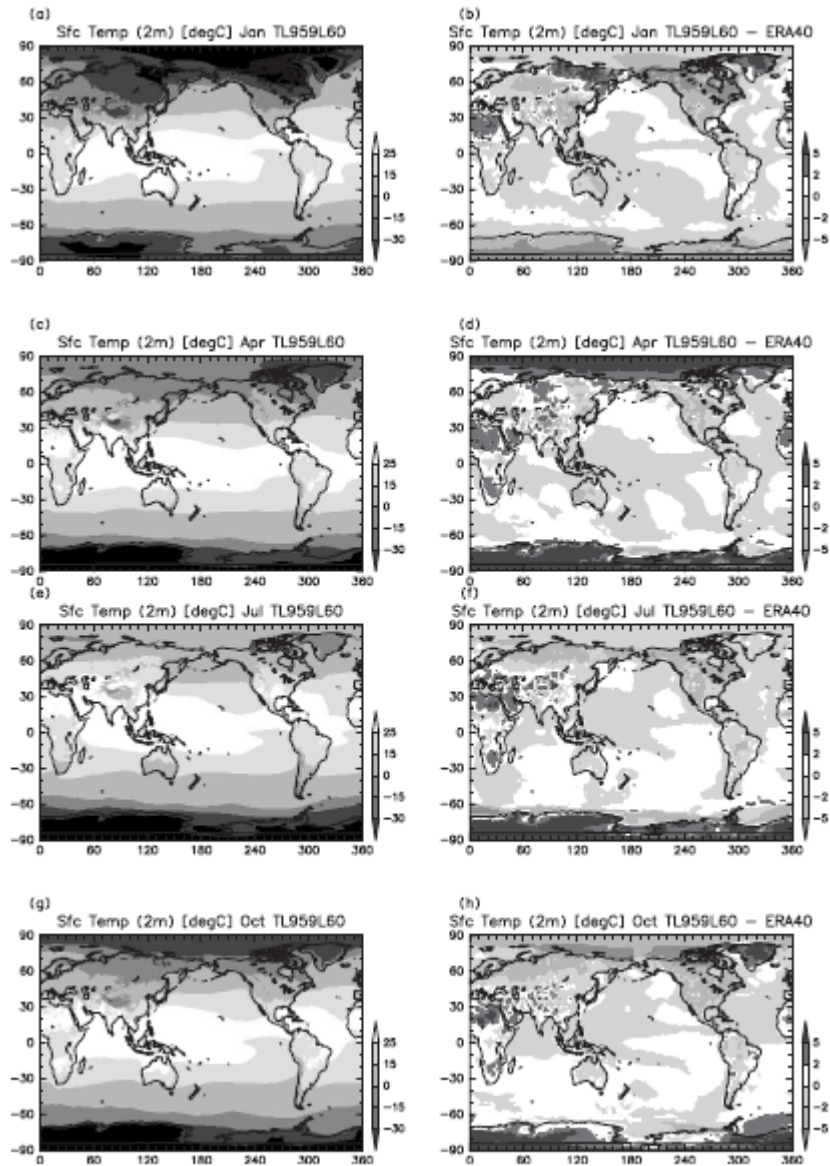


Fig. 9. Monthly mean surface air temperatures in °C in January (a, b), April (c, d), July (e, f), and October (g, h). (left) for the TL959 model, (right) difference from ERA40.

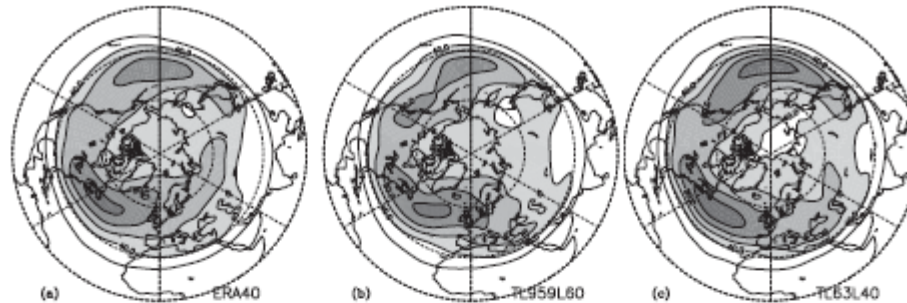


Fig. 10. Standard deviation of 2.5–6 days band-pass filtered geopotential height at 300 hPa in meter units in the boreal winter (from December to February) for (a) ERA40, (b) the TL959 model and (c) the TL63 model. Contour intervals are 20 m.

face temperatures differ from the reanalysis data associated with the difference of elevation, especially in mountain regions.

4.7 Storm tracks

Standard deviation of 2.5–6 days band-pass filtered geopotential height at 300 hPa is used as an index of the storm tracks. Figure 10 shows the result of the northern hemisphere in DJF for ERA40, the TL959 model and the TL63 model. We used the geopotential height data of the TL959 model averaged on every 1-degree grid due to the limitation of total data amount. The result is not dependent of the data resolution. The TL959 model well simulates the strength and peak positions of the storm tracks on the Pacific and the Atlantic. Extension to the downstream is slightly stronger in the eastern Pacific, and weaker in eastern Europe. Precipitations on the storm tracks are also well simulated, both on the Pacific and the Atlantic as long as the seasonal mean is concerned (Fig. 1). The TL63 model can also simulate storm tracks reasonably well, but the strength is larger, and the position of the Atlantic storm tracks is slightly more on the equatorial side, compared with the reanalysis data.

4.8 Asian summer monsoon

Hereafter, the model's performance of representing regional-scale phenomena is assessed. Figure 11 displays distributions of precipitation over Asia during summer (JJA), showing observational estimates by the Tropical Rainfall

Measuring Mission (TRMM) 3B43 products, the results of the TL63, TL159 and TL959 models. Details of the TRMM and the instruments can be found in Kummerow et al. (2000). Regions of heavy precipitation on the west coast of India, east part of the Bay of Bengal, around the Philippines, southern part of Indochina, from middle China to Japan, are roughly simulated, even in the TL63 model. As the resolution increases up to TL959, the geographical distribution is improved, especially in the northern part of India, Taiwan and the south coast of Japan. Precipitation patterns following the mountains with the scale of about 100 km become resolved. In addition, representation of the locations of heavy precipitation over mountainous regions are much improved. It is clearly seen especially around 30°N 100°E, which is consistent with Kobayashi and Sugi (2004) in that the false precipitation around the area gradually decreases with increasing resolution. Some differences from the observation, however, still remain, even in the TL959 model. The rainfall amount on the west coast of India is over-estimated, and that around the south coast of China is under-estimated.

4.9 Japan area

Introduction of smaller-scale topography in the high-resolution simulation makes it possible to simulate realistic precipitation patterns, with the scale of less than 100 km, and to compare them with in-situ observations. Figure 12

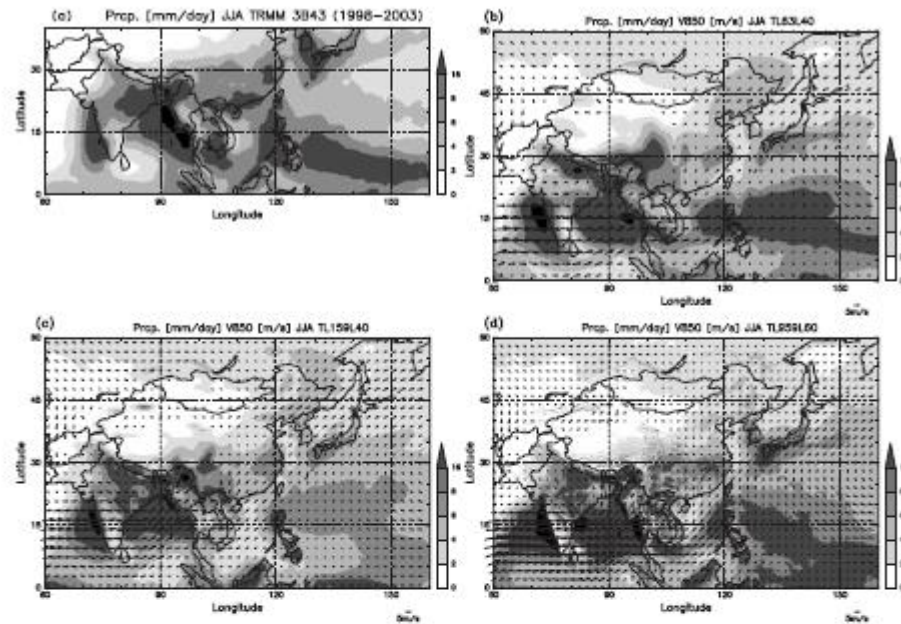


Fig. 11. Seasonal mean precipitation over Asian monsoon region in units of mm/day in JJA, for (a) the average from 1998 to 2002 estimated from TRMM 3B43, (b) for the TL63 model, (c) for the TL159 model, and (d) for the TL959 model. Note that TRMM 3B43 dataset covers only the equatorial side of 40 degrees north/south. Vectors in (b), (c), and (d) shows seasonal mean wind velocity at 850 hPa.

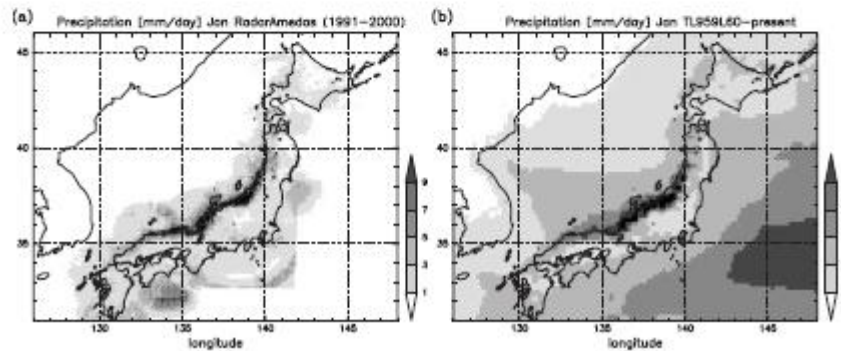


Fig. 12. Monthly mean precipitation over Japan in January. (a) 10-year-average from 1991 to 2000 for Radar-AMeDAS analysis, (b) 10-year-average for the TL959 model.

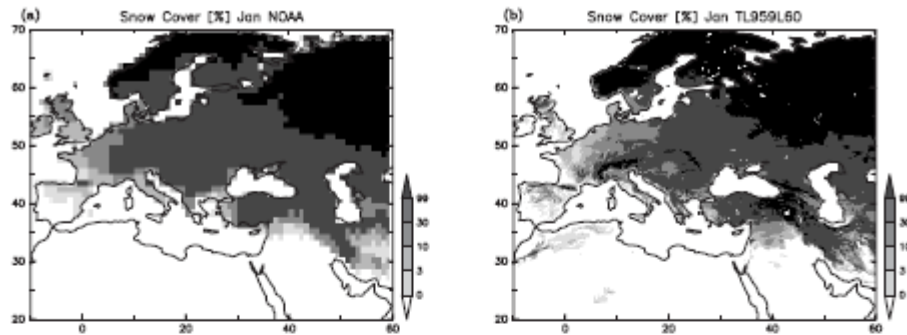


Fig. 13. Snow cover over European region in January in units of %. (a) for the climatological estimates by NOAA (averaged from 1971 to 1995), (b) for the TL959 model.

shows monthly mean precipitation around the Japan area in January. Figure 12a is an estimation of the radar-AMeDAS precipitation analysis averaged for 10 years. The radar-AMeDAS precipitation analysis is a dataset covering the Japan Islands and its coastal regions. It is estimated from observations of radars calibrated using densely distributed (about 17-km mesh) rain gauges. The calibration algorithm is described in Makihara (1996). The spatial resolution is approximately 5 km. In winter, a large amount of snow is observed on the northwest coast of Japan, due to steady winter monsoon northwesterlies from the Eurasian continent blocked by the topography of the Japan Islands. The results of the TL959 model presented in Fig. 12b show the model can simulate such detailed distributions of precipitation on the northwest coast of Japan.

4.10 Snow cover in Europe

Snow cover around Europe in January is compared with the observational data in Fig. 13. The snow-cover dataset is provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, from their website at <http://www.cdc.noaa.gov/>. Spatial pattern, with a scale of several hundreds of kilometers, is well simulated in the model, such as 100% snow cover over Russia east of Moscow, and the northern half of Scandinavia, and more than 30% snow cover from east Europe to Turkey

and the Aral Sea. Fine structure of snow cover over mountainous regions in the Alps, Pyrenees, and Kavkaz are also represented in the model. More detailed discussion is found in Hosaka et al. (2005).

5. Concluding remarks

We have developed a 20-km-mesh global atmospheric climate model. This model improves the representation of regional-scale climate by increasing horizontal resolution, due to better representation of topographical effects. At the same time, the quality of simulating climate in the global scale is kept in a large number of aspects, and moreover, some improvements in simulating climate are seen in horizontal distributions of seasonal precipitation (Figs. 1 and 2), zonal-mean zonal wind (Fig. 6), and winter-time storm tracks (Fig. 10). In order to achieve this at the unprecedentedly high resolution, some adjustments of physical parameterization were needed since the original model has been tuned carefully at coarse resolutions.

The most remarkable characteristic dependent on resolution is the increase of precipitation, especially that by grid-scale condensation (Fig. 3). This is consistent with the enhanced latent heat transport (Table 1) and warm bias in the tropical upper troposphere (Fig. 7). At the same time cloud amount in the lower and upper troposphere decreases (Fig. 4). These are basically seen also in other climate model stud-

ies (e.g., Kiehl and Williamson 1991), although sub-grid scale parameterizations are different with each other.

The model's performance of simulating the Indian and East Asian summer monsoons improves with finer resolution, consistent with previous studies (Tibaldi et al. 1990; Sperber et al. 1994; Stephenson et al. 1998; Kobayashi and Sugi 2004). Improvement is found not only in the locations of precipitation, but also in quantitative aspect. Details about this issue are not presented here but can be found in Kusunoki et al. (2005).

This paper is intended to demonstrate a capability of simulating large-scale, seasonal-mean climate state, even in such a high-resolution model. The model thus enables us to study global characteristics of small-scale phenomena and extreme events. It is also possible to focus on regions where regional climate models could not cover. A number of analyses on the small-scale issues have been, or are planned to be, reported in separate publications, including tropical cyclones (Oouchi et al. 2005), Baiu fronts (Kusunoki et al. 2005), indices of extreme events (Kamiguchi et al. 2005; Mizuta et al. 2005), and diurnal cycles of precipitation (Arakawa et al. 2005). These phenomena have been found to be simulated well in this model. Note that the treatment of sea ice has room for improvement, since a more sophisticated scheme used in the previous climate model of MRI has not been implemented in the present model. Therefore, care must be taken when one interprets the simulated results relevant to sea ice.

We have already performed four sets of climate simulations of over 10 years, using the 20-km-mesh model: 1) a present-day climate simulation using the observed climatological sea surface temperature (SST) as boundary conditions (10 years), 2) a global warming simulation forced by climatological SST plus anomalies around the year 2090 obtained from atmosphere-ocean coupled model simulations (10 years), 3) a present-day climate simulation (1979–1998) forced by the SST from a coupled model simulation (20 years), and 4) a global warming simulation (2080–2099) forced by the SST from a coupled model simulation (20 years). In this paper, only the results about the mean climate states of 1) were presented to ex-

amine fundamental performance of simulating the present-day climate. The results comparing these experiments for projection of global warming are also reported in the publications mentioned above. At the same time, simulations with a nonhydrostatic regional climate model have been performed (Yoshizaki et al. 2005; Yasunaga et al. 2005), of which lateral boundary conditions are provided by the calculations of this paper. They focus on East Asian summer monsoon, with horizontal grid size of 5 km.

The resolution used in the present model is almost the highest limit at which the parameterizations including cumulus convective schemes work in expected manner as in the coarser-resolution models. Based on a theoretical inference, hydrostatic approximation seems to be valid in this horizontal resolution, but may be violated in the higher-resolution model. At that stage, nonhydrostatic cloud-resolving global model will be necessary.

Acknowledgments

This work is a part of the “Kyosei Project 4: Development of Super High Resolution Global and Regional Climate Models” supported by Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology (MEXT). The developments and calculations were carried out by the Kyosei-4 global modeling group. The authors would like to thank Prof. A. Arakawa, Dr. T. Tokioka, Dr. K. Ninomiya and Dr. K. Masuda for comments on the earlier version of the high-resolution model, and Earth Simulator Center for providing computational environments. GFD-DENNOU Library are used for the drawings. The authors also thank two anonymous reviewers whose comments improved the manuscript.

References

- Aoki, T., A. Hachikubo, and M. Hori, 2003: Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos. *J. Geophys. Res.*, **108**(D19), 4616, doi:10.1029/2003JD003506.
- Arakawa, A. and W.H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701.
- Arakawa, O. and A. Kitoh, 2005: Rainfall diurnal variation over the Indonesian Maritime Conti-

- ment simulated by 20 km-mesh GCM. *SOLA*, **1**, 109–112.
- Brankovic, C. and D. Gregory, 2001: Impact of horizontal resolution on seasonal integrations. *Climate Dyn.*, **18**, 123–143.
- Duffy, P.B., B. Govindasamy, J.P. Iorio, J. Milovich, K.R. Sperber, K.E. Taylor, M.F. Wehner, and S.L. Thompson, 2003: High-resolution simulations of global climate, part 1: present climate. *Climate Dyn.*, **21**, 371–390.
- Gravel, S. and A. Staniforth, 1994: A mass-conserving semi-Lagrangian scheme for the shallow water equations. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 243–248.
- Gregory, D., R. Kershaw, and P.M. Innes, 1997: Parameterization of momentum transport by convection. II: Tests in single-column and general circulation models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1153–1183.
- Habata, S., K. Umezawa, M. Yokokawa, and S. Kitawaki, 2004: Hardware system of the Earth Simulator. *Parallel Computing*, **30**, 1287–1313.
- Harrison, E.F., P. Minnis, B.R. Barkstrom, V. Ramanathan, R.D. Cess, and G.G. Gibson, 1990: Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **95**, 18,687–18,703.
- Hortal, M., 2002: The development and testing of a new two-time-level semi-Lagrangian scheme (SETTLS) in the ECMWF forecast model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1671–1687.
- Hosaka, M., D. Nohara, and A. Kitoh, 2005: Changes in snow cover and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20 km-mesh global atmospheric model. *SOLA*, **1**, 93–96.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, and B. Schneider, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 5–20.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. J.T. Houghton et al. Eds., Cambridge University Press, UK, 881 pp.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with the different vertical partitioning, part 1: Impact on medium range forecast. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 11–41.
- JMA, 2002: *Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency* (Appendix to WMO numerical weather prediction progress report). Japan Meteorological Agency, 157pp. (available online at http://www.jma.go.jp/JMA_HP/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline-nwp/index.htm)
- Kamiguchi, K., A. Kitoh, T. Uchiyama, R. Mizuta, and A. Noda, 2005: Changes in precipitation-based extremes indices due to global warming projected by a global 20-km-mesh atmospheric model. *SOLA*, submitted.
- Kanamitsu, T., K. Tada, T. Kudo, N. Sato, and S. Isa, 1983: Description of the JMA operational spectral model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 812–828.
- Kawai, H., 2003: Impact of a cloud ice fall scheme based on an analytically integrated solution. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling*, **33**, 4.11–4.12.
- , 2004: Impact of a parameterization for subtropical marine stratocumulus. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling*, **34**, 4.13–4.14.
- , 2005: Improvement of a cloud ice fall scheme in GCM. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling*, **35**, 4.11–4.12.
- Kiehl, J.T. and K.E. Trenberth, 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 197–208.
- and D.L. Williamson, 1991: Dependence of cloud amount on horizontal resolution in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model. *J. Geophys. Res.*, **96**, 10,955–10,980.
- Kobayashi, C. and M. Sugi, 2004: Impact of horizontal resolution on the simulation of the Asian summer monsoon and tropical cyclones in the JMA global model. *Climate Dyn.*, **93**, 165–176.
- Kusunoki, S., J. Yoshimura, H. Yoshimura, A. Noda, K. Oouchi, and R. Mizuta, 2005: Change of Baiu in global warming projection by an atmospheric general circulation model with 20-km grid size. *J. Meteor. Soc. Japan*, submitted.
- Kummerow, C. and Coauthors, 2000: The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1965–1982.
- Makihara, Y., 1996: A method for improving radar estimates of precipitation by comparing data from radars and raingauges. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 459–480.
- Mellor, G.L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mizuta, R., T. Uchiyama, K. Kamiguchi, A. Kitoh, and A. Noda, 2005: Changes in extremes indices over Japan due to global warming projected by a global 20-km-mesh atmospheric model. *SOLA*, **1**, 153–156.
- Moorthi, S. and M.J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978–1002.

- Nakagawa, M. and A. Shimpo, 2004: Development of a cumulus parameterization scheme for the operational global model at JMA. *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **7**, 10–15.
- Ohfuchi, W., H. Nakamura, M.K. Yoshioka, T. Enomoto, K. Takaya, X. Peng, S. Yamane, T. Nishimura, Y. Kurihara, and K. Ninomiya, 2004: 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator—preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator)—, *J. Earth Simulator*, **1**, 8–34.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model. *J. Meteor. Soc. Japan*, in press.
- Pan, D.-M. and D. Randall, 1998: A cumulus parameterization with a prognostic closure. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 949–981.
- Phillips, T.J., L.C. Corsetti, and S.L. Grotch, 1995: The impact of horizontal resolution on moist processes in the ECMWF model. *Climate Dyn.*, **11**, 85–102.
- Pope, V.D. and R.A. Stratton, 2002: The processes governing horizontal resolution sensitivity in a climate model. *Climate Dyn.*, **19**, 211–236.
- Priestley, A., 1993: A quasi-conservative version of the semi-Lagrangian advection scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 621–629.
- Randall, D. and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. *Meteorological Monograph/The representation of cumulus convection in numerical models*, **46**, 145–150.
- Reynolds, R.W. and T.M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929–948.
- Ritchie, H., C. Temperton, A. Simmons, M. Hortal, T. Davies, D. Dent, and M. Hamrud, 1995: Implementation of the semi-Lagrangian method in a high-resolution version of the ECMWF forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 489–514.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505–531.
- Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka, and M. Sugi, 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. *Pap. Meteor. Geophys.*, **50**, 15–53.
- Simmons, A.J. and Gibson, J.K., 2000: *The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Project Report Series 1*. ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK, 63pp.
- Slingo, J.M., 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme in the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 899–927.
- Smith, R.N.B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435–460.
- Sommeria, G. and J.W. Deardorff, 1977: Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344–355.
- Sperber, K.R., S. Hamed, G.L. Potter, and J.S. Boyle, 1994: Simulation of the northern summer monsoon in the ECMWF model: sensitivity to horizontal resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2461–2481.
- Stephenson, D.B., F. Chauvi, and J.-F. Royer, 1998: Simulation of the Asian Summer Monsoon and its dependence on model horizontal resolution. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 237–265.
- Stratton, R.A., 1999: A high resolution AMIP integration using the Hadley Centre model HadAM2b. *Climate Dyn.*, **15**, 9–28.
- Sundqvist, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 677–690.
- Tanaka, T.Y., Orito, K., Sekiyama, T., Shibata, K., Chiba, M., and Tanaka, H., 2003: MASINGAR, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with MRI/JMA98 GCM: Model description. *Pap. Meteor. Geophys.*, **53**, 119–138.
- Temperton, C., M. Hortal, and A.J. Simmons, 2001: A two-time-level semi-Lagrangian global spectral model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 111–127.
- Tibaldi, S., T.N. Palmer, C. Brankovic, and U. Cubasch, 1990: Extended range: predictions with ECMWF models: influence of horizontal resolution on systematic error and forecast skill. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 835–866.
- Williamson, D.L., J.T. Kiehl, and J.J. Hack, 1995: Climate sensitivity of the NCAR Community Climate model (CCM2) to horizontal resolution. *Climate Dyn.*, **11**, 377–397.
- Wu, X. and M. Yanai, 1994: Effects of vertical wind shear on the cumulus transport of momentum: Observations and parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1640–1660.
- Xie, P. and P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Yasunaga, K., M. Yoshizaki, Y. Wakazuki, C. Muroi, K. Kurihara, A. Hashimoto, S. Kanada, T.



February 2006

R. MIZUTA et al.

185

- Kato, S. Kusunoki, K. Oouchi, H. Yoshimura, R. Mizuta, and A. Noda, 2006: Changes in the Baiu frontal activity in the global warming climate simulated by super-high-resolution global and cloud-resolving regional models. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 199–220.
- Yoshimura, H. and T. Matsumura, 2003: A semi-Lagrangian scheme conservative in the vertical direction. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling*, **33**, 3.19–3.20.
- and T. Matsumura, 2005: A two-time-level vertically-conservative semi-Lagrangian semi-implicit double Fourier series AGCM. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling*, **35**, 3.27–3.28.
- Yoshizaki, M., C. Muroi, S. Kanada, Y. Wakazuki, K. Yasunaga, A. Hashimoto, T. Kato, K. Kurihara, A. Noda, and S. Kusunoki, 2005: Changes of Baiu (Mei-yu) frontal activity in the global warming climate simulated by a non-hydrostatic regional model. *SOLEA*, **1**, 25–28.