

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

"MODELACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA REGIÓN DEL BALSAS ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO"

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS (FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)

Presenta: YOJANA GUILLERMINA NAVA LEON

Director de tesis: DRA. ELBA ELSA VILLANUEVA URRUTIA

Ciudad Universitaria

2006



Universidad Nacional Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ÍNDICE

Capítulo 1. Introducción	02
Capítulo 2. Modelo de Balance Térmico-hidrológico	09
2.1. Descripción del modelo	09
2.1.1. Método de integración del modelo	19
2.2. Datos de entrada	22
2.3 Datos de salida	25
Capítulo 3. Escenarios del Modelo de Balance Térmico-hidrológico	26
3.1. Balance anual	26
3.2. Balance mensual	29
3.3. Disponibilidad del agua	33
3.4. Discusión general	35
Canítulo 4. El combio elimético en la región bidrológico del Poloso	26
4.1 Modele CEDI D20	סכס דכ
4.1. MOUEIO GFDL-K30	/دک
4.1.1. ESCENDIOS diludies	۵۵ ۸۵
4.1.2. ESCENDIOS MENSUALES	4 0
4.2.1 Economics anualos	
4.2.1. ESCENDIOS diludies	
4.2.2. ESCENDIOS ITENSUDIES	
4.5. MOUEID MTC	/10
4.2.2 Eccenarios mangualos	
4.5.2. LSCEI di IOS ITIETISUDIES	רי בכ
	JZ
4.4.2 Esconarios moncualos	 ۲۸
4.5. Disponibilidad del agua	ب ر 50
4.5. Disponibilidad del agua	
	00
Capítulo 5. Validación del Modelo Térmico-hidrológico	62
Capítulo 6. Conclusiones	67
Bibliografía	69
Anóndico	74

1. Introducción

El agua es un componente de la naturaleza que ha estado presente en la Tierra desde hace más de 3000 millones de años, la presencia del agua en la atmósfera es primordial, para que a través del ciclo hidrológico¹ (Fig. 1.1) se desarrolle la vida en la Tierra. En otras palabras, el ciclo del agua es un soporte elemental para el proceso de la vida, ya que impacta en la cantidad y calidad de agua disponible.



Figura 1.1 Ciclo hidrológico^{*}.

Para los seres vivos, el agua es un elemento vital, ya que es primordial en el desarrollo de la vida del hombre y en consecuencia también es de gran importancia para el desarrollo de las civilizaciones. El hecho de que sea un elemento esencial en la vida del hombre, éste, se ve en la necesidad de abastecer de agua llevándola a sitios en donde la necesita.

El abastecimiento y distribución del agua alrededor del planeta, representa un problema de gran importancia para las poblaciones, especialmente al enfrentarse

¹El ciclo hidrológico es un proceso de circulación y transferencia de agua (en sus tres estados), que se desarrolla en el sistema tierra-atmósfera-océano.

^{*}Tomada de http://www.visionlearning.com/library/module_viewer.php?mid=99&l=s&c3

con fenómenos climáticos y meteorológicos como lo son la sequía o escasez de agua e inundaciones por eventos hidrometeorológicos extremos. En el caso de la sequía el problema se vuelve crítico sobre todo al combinarse con alto grado de urbanización e industrialización ya que en estos casos al incrementarse la población la demanda de agua es mayor.

Como parte de la solución ante la demanda del agua, lo que se ha hecho es canalizar cada vez más agua a núcleos urbanos que la requieran, la cual es extraída y llevada desde los cuerpos de agua superficiales o subterráneos. Aunque esto implica que dichos cuerpos sean explotados, ocasionando un desequilibrio al ecosistema.

El clima es un aspecto que está ligado con la disponibilidad del agua, ya que si la temperatura del planeta aumenta también el ciclo hidrológico se verá afectado, repercutiendo en la disponibilidad del agua. Por otra parte, en estudios realizados, se han observado cambios significativos en los últimos 50 años, en elementos que lo caracterizan, como el aumento en la temperatura global del planeta y el cambio en los regímenes de lluvia. Tales casos son parte del Cambio Climático Global.

Para el IPCC (Panel Intergubernamental para el Cambio Climático), el cambio climático se refiere a cualquier cambio en el clima en un periodo largo de tiempo, ya sea debido a la variabilidad natural o como resultado de la actividad humana. El cambio climático altera la circulación de la atmósfera y el océano, repercutiendo en el ciclo hidrológico, lo que se manifestará como cambios en la precipitación y la temperatura en superficie (Martínez y Fernández, 2004).

Una posible causa del cambio climático global, es en gran medida el incremento antrópico de los gases de efecto invernadero. Este último es un fenómeno atmosférico natural que permite mantener la temperatura del planeta al retener parte de la energía en él, es decir, el efecto invernadero es un término que se aplica al papel que desempeña la atmósfera en el calentamiento de la superficie terrestre. Dicho efecto es la base de las teorías relacionadas con el calentamiento global.

En el futuro uno de los efectos más temidos del cambio climático posiblemente será la reducción de la disponibilidad de agua para el consumo humano, incluyendo a las actividades productivas como la agricultura. El Grupo II del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático, afirma que uno de los impactos negativos posibles es el decremento de la disponibilidad de agua en muchas regiones que ya de por sí tienen problemas de escasez de agua, particularmente en las regiones subtropicales (IPCC, 2001).

México no está exento de las problemáticas que se presentan con el agua, su sociedad ya afronta dificultades con este recurso vital en determinados sectores como el agrícola, forestal, pecuario y el industrial, teniendo que recurrir a la explotación de zonas de donde se extrae el agua para distribuirla a zonas urbanas.

A las zonas explotadas se les llama regiones hidrológicas, las cuales son una superficie determinada de territorio que contiene una o varias cuencas hidrológicas con características físicas y geográficas semejantes, y que contienen aguas que fluyen y desembocan hacia el mar o lagos (Maderey, 1994).

En la República Mexicana existen 12 regiones hidrológicas (Fig. 1.2), de las cuales algunas ya presentan problemas de disponibilidad de agua, alta demanda y mala calidad. Las zonas con este tipo de problemas son en su mayoría las de clima seco, así como las más densamente pobladas e industrializadas, dentro de las que figuran la zona metropolitana de la ciudad de México y Guadalajara, así como otras grandes urbes (Mendoza *et al.*, 1997).



Figura 1.2 Regiones hidrológicas en la República Mexicana, (I) Planicie de Campeche-Yucatán-Quintana Roo, (II) Vertiente Sur del Golfo de México, (III) Vertiente del Pacífico Sur, (IV) Cuenca del Río Balsas, (V) Cuenca del Río Pánuco, (VI) Cuenca del Río Lerma-Chapala-Santiago, (VII) Vertiente del Pacífico Central, (VIII) Vertiente del Pacífico Norte, (IX) Cuenca interior Mapimí-Aguanaval-El Salado, (X) Vertiente del Golfo Norte, (XI) Cuenca del Río Bravo y Cuencas Interiores del Norte y (XII) Región de la Península de Baja California. (Tomada de Mendoza *et al.*, 2002).

Se ha estimado que algunas zonas hidrológicas en el país, se verán afectadas por el cambio en la temperatura del aire y la precipitación, causados por la duplicación del dióxido de carbono (CO₂) atmosférico, provocando un impacto dramático en la distribución y magnitud de escurrimientos, humedad del suelo y evaporación, afectando seriamente la disponibilidad y calidad de agua. Sin embargo en otras zonas, el cambio climático será favorable. (Mendoza *et al.*, 1997)

El estudio de los impactos que tendrá el cambio climático sobre la república mexicana es indispensable para una mejor adaptación de la población y con ello reducir los costos que produciría una alta vulnerabilidad a estos cambios en el clima. Es por eso que en este trabajo se realiza una modelación del ciclo hidrológico ante escenarios de cambio climático, usando un Modelo de Balance Térmico-hidrológico en la región hidrológica IV que comprende la cuenca del Balsas, y abarca zonas conurbadas como Puebla-Tlaxcala, Cuernavaca-Cuautla y grandes ciudades como Uruapan y Chilpancingo, además de ser una las regiones hidrológicas que abastece agua a la ciudad de México.

La región hidrológica del Balsas, se localiza entre los paralelos 17° 13′ y 20° 04′ de latitud Norte y los meridianos 97° 25′ y 103° 20′ de longitud Oeste (Fig 1.3), abarcando áreas de los estados de Morelos, Tlaxcala, Puebla, México, Oaxaca, Guerrero, Michoacán y Jalisco. El río que le da el nombre, nace en el estado de Puebla con el nombre del río Atoyac, posteriormente recibe el de río Mezcala, y finalmente Balsas.



Figura 1.3 Ubicación de la Región hidrológica del Balsas (IV) en la República Mexicana.

La región hidrológica de estudio se divide en 10 sub-cuencas hidrológicas las cuales son: 1 Río Atoyac, 2 Río Balsas-Mezcala, 3 Río Balsas-Zirandaro, 4 Río Balsas-Infiernillo, 5 Río Tlapaneco, 6 Río Grande Amacuzac, 7 Río Cutzamala, 8 Río Tacámbaro, 9 Río Tepacaltepec-Infiernillo y 10 Río Tepacaltepec; mostradas en la figura 1.4.



Figura 1.4 Sub-cuencas de la Región del Balsas.

Las 10 sub-cuencas de la región hidrológica del Balsas (IV), suman una extensión de 118 268 km² y las sub-cuencas tienen las extensiones expresadas en la tabla 1.1.

Número de la sub-cuenca	Nombre	Extensión en Km².
01	Río Atoyac	31 817
02	Río Balsas-Mezcala	13 872
03	Río Balsas-Zirandaro	12 592
04	Río Balsas-Infiernillo	7 647
05	Río Tlapaneco	4 802
06	Río Grande Amacuzac	8 768
07	Río Cutzamala	13 801
08	Río Tacámbaro	5 744
09	Río Tepacaltepec-Infiernillo	7 203
10	Río Tepacaltepec	12 022

Tabla 1.1 Extensión de las sub-cuencas de la Región del Balsas.

La herramienta que se utiliza para realizar la evaluación del ciclo hidrológico, es el Modelo de Balance Térmico-Hidrológico (MBTH), desarrollado por Mendoza *et al.*, (1997, 2002), con el cual se obtiene una evaluación del escurrimiento superficial y sub-superficial, evaporación, humedad del suelo, radiación neta, flujos de calor latente y sensible, temperatura e índice de aridez. Además, se obtiene una estimación del ciclo hidrológico para el año 2050, ante un cambio climático inducido por el incremento del dióxido de carbono atmosférico, usando en el MBTH las salidas de cuatro modelos, uno es el Modelo Termodinámico del Clima (MTC) (Adem), otros dos son modelos globales del IPCC, el HADCM3 (Hadley Centre Coupled Model, version 3) y el GFDL-R30 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, version R30), los cuales corren bajo diferentes escenarios hipotéticos de cambio climático asociados con la futura actividad humana y por último un modelo de tendencia estadística (MTE).

En este trabajo el Capitulo 2 comprende la descripción del Modelo de Balance Térmico-hidrológico (MBTH), el Capítulo 3 la evaluación del ciclo hidrológico del modelo MBTH, el Capítulo 4 contiene la evaluación del ciclo hidrológico ante un cambio climático para el año 2050, en el Capítulo 5 se valida el Modelo de Balance Térmico-hidrológico y por último el Capítulo 6 comprende la discusión de los resultados encontrados y conclusiones finales.

2. Modelo de Balance Térmico-hidrológico

El Modelo de Balance Térmico-Hidrológico (MBTH) es un modelo no lineal, basado en un modelo de balance mensual de agua (Schaake, 1990), aplicado inicialmente, para estimar la vulnerabilidad hídrica ante el cambio climático global en la República Mexicana (Mendoza *et al.*, 1997). En ese estudio, se consiguió estimar el ciclo térmico anual y ciclo hidrológico en 12 zonas hidrológicas del país, a partir de modificar la ecuación de balance de energía térmica (Ohta *et al.*, 1993), al mismo tiempo se adicionó la ecuación de balance de agua (Mendoza *et al.*, 2002) y para esta versión del modelo se recalibra el escurrimiento sub-superficial.

2.1 Descripción del modelo.

El modelo MBTH se fundamenta en dos ecuaciones acopladas: *la ecuación de energía térmica* (1.0) y *la ecuación de balance de agua* (1.19); ambas se aplican a una delgada capa superficial del suelo y se acoplan a través de la temperatura del suelo y del déficit de humedad.

$$0 = E_s - G_2 - G_3 - G_s \tag{1.0}$$

 E_s radiación neta (W/m²).

 G_2 flujo de calor sensible cedido a la atmósfera por transporte vertical turbulento (W/m²).

 G_3 flujo de calor latente en la superficie del suelo (W/m²).

 G_s flujo de calor sensible conducido hacia afuera o hacia dentro, de la delgada capa superficial (W/m²).

La *radiación neta* a la altura de la superficie del suelo, se calcula a través de la siguiente ecuación (Budyko, 1974):

$$E_{s} = -\delta\sigma T_{a}^{4} [0.254 - 0.0049U_{a}e_{s}(T_{a})](1 - c\varepsilon) - 4\delta\sigma T_{a}^{3}(T_{s} - T_{a}) + \alpha_{1}I$$
(1.1)

 δ emisividad del suelo = 0.96.

 σ constante de Stefan-Boltzmann = 5.67 x 10⁻⁸ W/m²K⁴.

 T_a temperatura del aire (K).

 U_a humedad relativa del aire (en fracciones de unidad).

 e_s presión de vapor de saturación (hPa).

c coeficiente de cobertura de nubes = 0.65 (Mendoza *et al.,* 1997).

 ε fracción de cobertura de nubes.

 T_s temperatura superficial del suelo (K).

 $\alpha_{I}I$ radiación de onda corta (W/m²).

Para calcular la radiación de onda corta se usa la ecuación (Budyko, 1974):

$$\alpha_1 I_1 = R_0 [1 - (a + b\varepsilon)\varepsilon] (1 - \alpha_s)$$
(1.2)

 R_o radiación total recibida por la superficie del suelo con cielo claro (W/m²).

a constante = 0.35 (Budyko, 1974).

b constante = 0.38 (Budyko, 1974).

 α_s albedo de la superficie del suelo (en fracciones de unidad).

Para calcular el *flujo de calor sensible* cedido a la atmósfera por transporte vertical turbulento se utiliza la siguiente ecuación (Mendoza *et al.*, 2002):

$$G_2 = \frac{\rho_a c_p}{r_a} (T_s - T_a) \tag{1.3}$$

 ρ_a densidad del aire a nivel del mar = 1.225 kg/m³. c_p calor especifico del aire a presión constante = 1.004 J/kg K. r_a resistencia aerodinámica al flujo de calor sensible (s/m).

La resistencia aerodinámica es la resistencia del aire al flujo de vapor de agua desde la superficie a la altura de las mediciones, la cual es calculada siguiendo a Famiglietti y Wood (1994):

$$r_{a} = \frac{1}{k^{2} |V_{a}|} \left[\ln \left(\frac{Z_{a} - d}{Z_{0}} \right) \right]^{2}$$
(1.4)

k constante de Von Karman = 0.41.

 $|V_a|$ velocidad del viento (m/s) al nivel $Z_a > Z_0 + d$.

d altura de desplazamiento del plano cero (m) (Oke, 1987).

Z_o altura de rugosidad de la superficie del suelo (m) (Benjamín and Carlson, 1986).

Para obtener r_a la resistencia aerodinámica ejercida por el aire que está cercano a la superficie libre de agua, se usa la ecuación (1.4), tomando $Z_a = 2$ m, d = 0 y $Z_0 = 1.0 \times 10^{-4}$ m (Oke 1987).

El *flujo de calor sensible* es calculado para una delgada capa superficial del suelo, (Oke, 1987):

$$G_s = -\Lambda (T_s - T_1) \tag{1.5}$$

 Λ conductividad aparente de la capa del suelo (W/m² K).

 T_1 temperatura a una profundidad z_1 (K).

 z_1 profundidad = 2 m.

Para calcular la *conductividad aparente* que es definida como la cantidad de flujo de calor a través de una capa del suelo a una profundidad, por unidad de tiempo, expresada como:

$$\Lambda = \lambda \sqrt{\frac{\pi}{k\tau}}$$
(1.6)

 λ conductividad térmica para un suelo arcilloso no-saturado = 1.0 W/m K, esta depende de la conductividad de las partículas, la porosidad y la humedad del suelo.

 κ difusividad térmica para un suelo arcilloso no-saturado = 0.40 x 10⁻⁶ m²/s.

 τ periodo anual de la variación de la temperatura del suelo = 3.15 x 10⁷ s.

Se estimó el valor máximo de T_s - T_I para ciclos generalizados de temperatura del suelo a varias profundidades con un periodo anual de 7 K en julio, por lo que G_s tiene un valor máximo de 3.5 W / m².

La radiación neta E_s para la parte central de México, tiene valores de 100 W/m² y 137 W/m² para enero y julio, respectivamente (Jáuregui, 1978). Estos resultados muestran que para periodos anuales el flujo de calor sensible hacia el sub-suelo en la ecuación (1.0) es despreciable y la radiación neta es balanceada principalmente por los flujos de calor latente y sensible (Mendoza *et al.*, 2002).

Para el cálculo del *flujo de calor latente* de evaporación, (Mendoza et al., 2002):

$$G_3 = \rho_w LE, \tag{1.7}$$

 ρ_{W} densidad del agua = 1.0 x 10³ kg/m³.

L calor latente de vaporización del agua = 2.45×10^6 J/kg.

E evapotranspiración.

La evapotranspiración es el resultado del proceso por el cual, el agua cambia directamente del estado líquido a gaseoso, y a través de la plantas, vuelve a la atmósfera en forma de vapor (Penman, 1948).

Para calcular *la evapotranspiración* se asume que es una fracción de la evaporación que tendría una "superficie de agua libre¹" llamada *evapotranspiración potencial* $E_{p_{I}}$, a una temperatura igual a la temperatura superficial del suelo:

$$E = \left(\frac{D_{\max} - D}{D_{\max}}\right) E_p$$
(1.8)

D déficit de humedad del suelo (Manabe, 1969).

 D_{max} valor máximo del déficit de humedad del suelo, este valor es uno de los parámetros del modelo y depende de la capacidad de campo de la zona, es decir, la cantidad de agua que se puede almacenar en ese lugar. Este parámetro se ajusta hasta que los valor del escurrimiento superficial y escurrimiento sub-superficial corresponda suficientemente bien con los valores observados.

¹ Superficie de agua libre, es una superficie que tiene las condiciones para iniciar la evaporación. El suelo saturado reacciona, con respecto a la evapotranspiración como una superficie de agua.

El término $\frac{D_{\max} - D}{D_{\max}}$ es llamado disponibilidad de humedad.

La evaporación (*E*), para cualquier mes es sólo una fracción de la evapotranspiración (*E*_p) que decrece de 1 cuando *D* es cero, hasta cero cuando *D* = D_{max} . Cuando *D* es cero significa que el sistema esta saturado hasta su límite.

Para calcular la *evapotranspiración potencial* se aplica la ecuación de balance de energía (ec. 1.0) a una superficie de agua libre tomando Gs = 0, asumiendo que la resistencia aerodinámica para el flujo de calor latente y sensible es igual y se usa la siguiente aproximación (Mendoza *et al.*, 2002):

$$e_s(T_s) = e_s(T_a) + \Delta(T_s - T_a)$$
(1.9)

 e_s (T_s) presión de saturación de vapor a la temperatura de la superficie del suelo (hPa).

 Δ pendiente de la curva de e_s contra la temperatura del aire.

Partiendo de la ecuación 1.3 y suponiendo que r_a para el flujo de calor latente y calor sensible es igual, para calcular el gradiente de temperatura se tiene la ecuación 1.5 y para el gradiente de humedad se dispone de:

$$G_{3} = \frac{\rho_{a}L}{r_{a}} (q_{s} - q_{a})$$
(1.10)

 q_s humedad del suelo (g/kg).

 q_a humedad específica del aire (g/kg).

$$G_{2} = \frac{\rho_{a}c_{p}}{r_{a}}(T_{s} - T_{a})$$

$$q_{a} = \frac{0.622}{P_{a}}e_{a}(T_{a})$$
(1.11)

 P_a presión atmosférica = 1010.6 mb

De donde:

$$(q_s - q_a) = \frac{0.622}{P_a} \left(e_s(T_s) - e_a(T_a) \right)$$
(1.12)

Usando la ecuación 1.9 obtenemos:

$$(q_s - q_a) = \frac{0.622}{P_a} (e_s(T_a) - e_a(T_a) + \Delta(T_s - T_a))$$
(1.13)

Dado que $e_a(T_a) = U_a e_s(T_a)$, se consigue tener la expresión para G_3 :

$$G_{3} = \frac{0.622}{P_{a}} \frac{\rho_{a}L}{r_{a}} [e_{s}(T_{a}) - U_{a}e_{s}(T_{a})] + \frac{0.622}{P_{a}} \frac{\rho_{a}L}{r_{a}} \Delta(T_{s} - T_{a})$$
(1.14)

Sustituyendo 1.3 en 1.14:

$$G_{3} = \frac{\Delta L \times 0.622}{P_{a}c_{p}}G_{2} + \frac{\rho_{a}L \times 0.622}{P_{a}r_{a}}(1 - U_{a})e_{s}(T_{a})$$
(1.15)

Ahora se aplica la ecuación (1.0) para una superficie de agua libre $G_s = 0$, se obtiene $G_2 = E_s - G_3$:

$$G_{3}\left(1-\frac{L\times0.622\times\Delta}{P_{a}c_{p}}\right)=\frac{L\times0.622\times\Delta}{P_{a}c_{p}}E_{s}+\frac{\rho_{a}L\times0.622}{P_{a}r_{a}}\left(1-U_{a}\right)e_{s}\left(T_{a}\right)$$
(1.16)

Se define $\gamma^{-1} = \frac{L \times 0.622}{P_a c_p}$ y se tiene:

$$G_{3} = \frac{\Delta E_{s} + \rho_{a}c_{p}(1 - U_{a})e_{s}(T_{a})/r_{a}}{\gamma + \Delta}$$
(1.17)

 γ constante psicométrica.

De la ecuación de flujo de calor latente 1.7 obtenemos:

$$E_{p} = \frac{1}{\rho_{w}L} \left\{ \frac{\Delta E_{s} + \rho_{a}C_{p} [e_{s}(T_{a}) - U_{a}e_{s}(T_{a})]/r_{a}}{\Delta + \gamma} \right\}$$
(1.18)

Para el cálculo de la radiación total E_s se usa la ecuación 1.1, asumiendo que la emisividad de onda corta de la superficie del agua es igual a la del suelo, y usando el albedo de una superficie de agua libre como 0.08 en la ecuación 1.2.

El cambio mensual en el *déficit de humedad* es calculado mediante la ecuación de *balance de agua*:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = E + Q - P \tag{1.19}$$

D déficit de humedad del suelo.

E evapotranspiración en la superficie del suelo.

Q escurrimiento (mm/día).

P precipitación (mm).

El *escurrimiento* es la parte de la precipitación que aparece en las corrientes fluviales superficiales, perennes, intermitentes o efímeras, y que regresa al mar o a los cuerpos de agua interiores. Dicho de otra manera, es el deslizamiento virgen del agua, que no ha sido afectado por obras artificiales hechas por el hombre, calculado como sigue:

$$Q = Q_s + Q_g \tag{1.20}$$

 Q_s flujo superficial (mm/día). Q_q flujo sub-superficial (mm/día).

El *flujo superficial* es calculado por un método similar al del Soil Conservation Service (SCS, 1960) de los Estados Unidos de NA:

$$Q_s = \left(\frac{P_x}{P_x - D}\right) P_x \tag{1.21}$$

 P_x precipitación que contribuye a el flujo superficial (mm/día) (Schaake, 1990)

$$P_x = P - \Theta E - zD, \tag{1.22}$$

 $\Theta \leq 1$ es la porción de la evapotranspiración en la parte superficial del suelo *E* que debe satisfacer a la precipitación *P* del mes, antes de que pueda haber escurrimiento o infiltración.

 $z \leq 1$ es la porción del déficit de humedad *D* que debe satisfacer la infiltración antes de cualquier escurrimiento.

Sí P_x es positivo, entonces puede haber escurrimiento.

Si el déficit de humedad del suelo (D) excede al parámetro de saturación máximo (S_{max}), entonces el flujo sub-superficial (Q_g) es cero; es decir se asume que en este caso el nivel freático está por debajo del lecho del río.

En algunas cuencas la recarga puede estimarse a partir del caudal básico; es decir, el volumen correspondiente al caudal básico (Qb) es o está en relación directa de la recarga (R). En general R≥Qb (Rutledge y Daniel, 1994; Rorabough, 1964; Carrica y Lexow, 2004).

Para el acuífero aluvial en la cuenca del arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires, Argentina, Carrica y Lexow (2004) asumen que:

$$R = Qb$$

Este método da una recarga anual de 3.9 a 6.2% de la precipitación anual en un período de 9 años de 1936 a 1944. Carrica y Robledo (2002) obtienen en promedio que la recarga es 5.3% de la precitación anual, la cual estiman en 119.1 mm.

Para un período de 62 años 1941 a 2002 la CNA, reporta para la República Mexicana una recarga anual media de acuíferos de 5.1% de la precipitación media anual que se estima en 771 mm (Estadística del Agua en México, 2004).

Para la Región del Balsas la CNA reporta una recarga anual media de 3.5%, de la precipitación que se estima en 949 mm (Estadística del Agua en México, 2004).

En el modelo Térmico-hidrológico la recarga puede ser estimada directamente de el flujo sub-superficial o flujo base:

$$Qg = Qg \max\left[1 - \frac{D}{S \max}\right]$$
(1.23)

Es decir:

$$R = Qg$$

De esta manera la recarga se da cuando el déficit de humedad del suelo (D) es menor que el umbral Smax y se detiene cuando la humedad del suelo se ha reducido a un valor tal que D≥Smax.

2.1.1 Método de integración del modelo.

Las ecuaciones 1.0 y 1.19 se aplican a variables promediadas temporalmente cada mes y se integran al modelo aplicando una malla regular de 320 puntos, distribuidos en las 10 cuencas de la región hidrológica del Balsas (Fig. 2.2).

La temperatura superficial del suelo se calcula por la ecuación (1.0), asumiendo que el flujo de calor sensible hacia el subsuelo es despreciable y además, considerando que la radiación total E_s (ecuación 1.1), el flujo de calor sensible G_2 (ecuación 1.3), y el flujo de calor latente G_3 (ecuación 1.7), pueden expresarse:

$$E_{s} = E_{1}^{*} + E_{2}^{*}(T_{s} - T_{a})$$

$$G_{2} = E_{3}^{*}(T_{s} - T_{a})$$

$$G_{3} = E_{6}^{*} + E_{7}^{*}(T_{s} - T_{a})$$
(1.24)

Donde

$$E_{1}^{*} = -\delta\sigma T_{a}^{4} [0.254 - 0.0066U_{a}e_{s}(T_{a})](1 - c\varepsilon) + \alpha_{1}I$$

$$E_{2}^{*} = -4\delta\sigma T_{a}^{3}$$

$$E_{3}^{*} = \rho_{a}c_{p}C_{H}|V_{a}|$$

$$E_{4}^{*} = \left(\frac{\rho_{a}c_{p}}{\gamma}\right)\frac{\left[1-U_{a}\right]}{r_{a}}e_{s}(T_{a})$$

$$E_{6}^{*} = \left(\frac{D_{\max}-D}{D}\right)\left[\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}E_{1w}^{*} + \frac{\gamma}{\Delta+\gamma}E_{4}^{*}\right]$$

$$E_{7}^{*} = \left(\frac{D_{\max}-D}{D}\right)\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}E_{2}^{*}$$
(1.25)

 E_{IW}^{*} es calculado con E_{I}^{*} , pero usando en $\alpha_{1}I$ el albedo de una superficie de agua libre (ecuación 1.2).

Con las expresiones de 1.24, la ecuación 1.0 pasa a ser una ecuación lineal respecto a la temperatura de superficie T_s :

$$T_s = T_a + \frac{E_6^* - E_1^*}{E_2^* - E_3^* - E_7^*}$$
(1.26)

De acuerdo con las últimas dos ecuaciones de 1.25, la temperatura de la superficie del suelo en 1.26 es función del déficit de humedad del suelo *D*.

Ahora el término $\frac{\partial D}{\partial t}$ en la ecuación 1.19 es reemplazado por $\frac{(D - D_p)}{\Delta t}$, con $\Delta t = 30$ días.

 D_p es el valor de D en el mes previo (mm)

El escurrimiento Q y la precipitación P(mm/dia).

El factor $\frac{1}{\rho_w L}$ en 1.9 es multiplicado por 0.864×10^8 para obtener la evapotranspiración potencial E_{ρ} y la evapotranspiración E, dada por la ecuación 1.8 en mm/día. Ahora, la ecuación 1.19 se expresa:

$$D = D_p + \Delta t (E + Q - P) \tag{1.27}$$

La evaporación E y el escurrimiento Q son función del déficit de humedad D y de la evaporación potencial E_p .

Por lo tanto, si sustituimos la temperatura del suelo T_s dada por 1.26 en la fórmula 1.18, el problema se reduce a resolver la ecuación no-lineal 1.27 para el déficit de humedad D.

Para generar la temperatura superficial del suelo y el déficit de humedad anuales, así como los flujos de calor y agua para cada punto de la malla de la región del Balsas, se resuelve la ecuación 1.27 por el método de Newton (Carnahan *et al.*, 1969), usando los datos de entrada descritos en la siguiente sección.

Las condiciones de nubosidad, precipitación, radiación de onda corta total y albedo son preescritos mes con mes. Los cálculos se empiezan con una temperatura del suelo de 20°C y un déficit de humedad máximo $D = D_{max}$ en toda la zona de integración. Empezando en enero, la integración es llevada a cabo por 10 años, hasta que los valores promedio calculados de T_s y D para cada uno de los 12 meses, tiene una diferencia menor a 0.001°C y 0.001 mm, respectivamente con los correspondientes valores del año previo.

Los valores anuales de evapotranspiración y escurrimiento deben de satisfacer la ecuación de balance anual:

$$0 = E_A + Q_A - P_A$$
 (1.28)

El subíndice indica valores anuales.

2.2 Datos de entrada

Las variables de entrada para el modelo MBTH son las siguientes: Temperatura del aire (T_a) , precipitación (P), humedad relativa del aire (U_a) , intensidad del viento $/V_a/$, fracción de cubierta de nubes (\mathcal{E}) , radiación global recibida en la superficie del suelo en condiciones de cielo claro (R_o) y albedo de la superficie en condiciones de suelo seco y suelo húmedo (α) . Estas variables se obtienen de la siguiente forma:

Con los datos diarios de temperatura (máxima y mínima) y la precipitación, se obtuvieron normales climatológicas (25 años) a partir de datos diarios de 1976 al 2000. Dichas bases de datos se construyeron del Sistema de Información Climática (SICLIM) y del Sistema de Información Climática Mundial (CLICOM), ambas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Posteriormente se calculó la temperatura media mensual del aire en superficie, así como también la precipitación mensual acumulada.

Las estaciones con las que se trabaja (figura 2.1) cubren la mayor parte de la región hidrológica, eliminando aquellas estaciones con más del 15% de datos faltantes.



Figura 2.1 Estaciones meteorológicas seleccionadas.

La humedad relativa del aire, intensidad del viento y fracción de cubierta de nubes, son variables mensuales obtenidas del Atlas del Agua de la República Mexicana (1976); la radiación global recibida en la superficie del suelo en condiciones de cielo claro se obtuvo del archivo de la base de datos del Modelo Termodinámico del Clima (Adem, 1964); y el albedo de superficie en condiciones de suelo seco y suelo húmedo de Barradas (1990).

Los datos fueron tomados de distintas fuentes, ya que era la forma de abarcar la mayor área de la región hidrológica para todas las variables requeridas.

Los datos de entrada se organizan y se construyen mallas regulares de 25 por 13 puntos (325 puntos) con una distancia de 26.92 km, abarcando toda la región hidrológica del Balsas.



Figura 2.2 Maya regular de la Región hidrológica del Balsas.

También el modelo tiene cinco parámetros hidrológicos: D_{max} , S_{max} , G_{max} , Θ y Z:

El déficit máximo de humedad del suelo D_{max} = 70 mm.

El parámetro de saturación máxima S_{max} = 70 mm.

El valor máximo de escurrimiento sub-superficial $G_{max} = 0.395$ mm. Este valor es uno de los parámetros del modelo y depende de la capacidad de campo de la zona, es decir, la cantidad de agua que se puede almacenar en ese lugar. Este parámetro se ajusta hasta que los valor del escurrimiento superficial y escurrimiento sub-superficial corresponda suficientemente bien con los valores observados.

El porcentaje de la pérdida inicial por evapotranspiración equivalente al 10%, Θ = 0.10 (Mendoza *et al.,* 2002).

La porción del déficit de humedad que satisface la infiltración antes de cualquier escurrimiento Z = 0.10 (Mendoza *et al.*, 2002).

2.3 Datos de salida

El modelo MBTH proporciona un balance térmico-hidrológico medio anual así como también calcula los valores medios mensuales.

Para el balance medio anual se estima: Temperatura media anual del aire (°C), lámina de precipitación media anual (cm), el escurrimiento medio anual (cm), la evaporación media anual (cm), la evapotranspiración potencial media anual (cm) y el índice de aridez.

Para el balance medio mensual se estima: Temperatura media del aire (°C), precipitación media (mm), el escurrimiento medio (mm), la evapotranspiración potencial media (mm) y la temperatura media del suelo (°C).

3. Escenarios del Modelo de Balance Térmico-hidrológico

Como se mencionó en el capítulo anterior, con el Modelo de Balance Térmico-Hidrológico se pueden construir escenarios del ciclo hidrológico, ya que un escenario es la descripción de un conjunto de variables que representen el estado de la atmósfera actual o futura.

Para tener un panorama de la altura de la región del Balsas se presenta un mapa de orografía figura 3.1.



3.1. Orografía de la Región hidrológica Balsas.

A continuación se describen los balances del ciclo hidrológico para el Clima Presente, tanto anuales como mensuales.

3.1 Balance medio anual

La figura 3.2 muestra la temperatura media anual del aire (°C), en donde se observa que en general, la parte norte de la región hidrológica es más fría a comparación del sur.

La figura 3.3 muestra la lámina de precipitación media anual (cm), en donde se ve la mayor precipitación en el sureste de la región y en el noreste se observa la menor, la precipitación oscila entre los 60 y 115 cm.



El escurrimiento medio anual tiene un comportamiento similar al de la precipitación, existe mayor escurrimiento en zonas en donde la precipitación es mayor, es decir en las cuencas del Río Tacámbaro, Tlapaneco y el sur de Atoyac. Además se nota gran relación con la orografía, es decir en donde se presenta mayores alturas el escurrimiento es mayor (figura 3.4).

La mayor evaporación media anual, se encuentra en la cuenca del río Balsas-Mezcala y en el norte de la cuenca del río Atoyac se presenta la menor evaporación (figura. 3.5).





La evaporación es el proceso por el cual el agua es transferida desde la superficie terrestre hacia la atmósfera. Incluye tanto la evaporación de agua líquida directamente desde el suelo o desde las superficies vegetales vivas o muertas (rocío, escarcha, lluvia interceptada por la vegetación), como las pérdidas de agua a través de las superficies vegetales, particularmente las hojas. En este último proceso, denominado transpiración, el agua absorbida por medio de las raíces se transfiere a la atmósfera fundamentalmente a través de las estomas situados en las hojas (Sanchez-Toribio, 1992). Fue la dificultad de discriminar la evaporación y la transpiración en condiciones naturales, lo que obligó a introducir el concepto de evapotranspiración. Por tanto la evapotranspiración constituye la transferencia total de agua desde una superficie con plantas a la atmósfera.

A mediados del siglo XX en un intento por optimizar el contenido de humedad en el suelo y el desarrollo vegetal, se definió *la evapotranspiración potencial* como la tasa máxima de evaporación de una superficie completamente sombreada por un cultivo verde, sin limitación en el suministro hídrico (Penman, 1948). En otras palabras, es la evapotranspiración que se produciría si la humedad del suelo y la cobertura vegetal estuviera en condiciones óptimas (Thornthwaite, 1948).

La evapotranspiración potencial media anual, es mostrada en la figura 3.6, en donde se observa que en las zonas en donde las temperaturas son mayores la evapotranspiración potencial también es mayor.



La razón de la evapotranspiración potencial anual y la precipitación anual $\frac{Ep}{P}$, puede considerarse como *índice de aridez*. Zonas con valores inferiores a 2 pueden ser consideradas como zonas húmedas, con valores superiores a 2 pero menores a 5 se consideran zonas sub-húmedas y con valores superiores a 5 se consideran zonas áridas.

El índice de aridez (figura. 3.7) para la región del Balsas, denota que gran parte tiene condiciones húmedas y en las cuencas de los Río Balsas-Infiernillo y Zirandaro, el sur de la cuencas del Río Grande Amacuzac y el centro de la cuenca del Río Atoyac, que son semi-húmedas.

3.2 Balance medio mensual

A continuación se presenta los balances para el meses de enero y julio ya que son los representativos de las estaciones de invierno y verano

En las figuras 3.8 y 3.9 se observa la temperatura media del aire (°C) para enero y julio respectivamente, en donde se puede observar el cambio de la temperatura entre el mes de enero (más frío) y la temperatura en julio, así como la parte sur de la región es más cálida a comparación de la norte.



La precipitación media para enero y julio en mm (figuras 3.10 y 3.11 respectivamente) presentan un aumento en la estación de verano en comparación con el invierno.



Los escurrimientos medios para enero y julio mostrados en las figuras 3.12 y 3.13, están relacionadas con la orografía, además de tener un comportamiento similar al de precipitación. El mes de julio es en donde se presenta el mayor escurrimiento.



En el caso de la evapotranspiración potencial media para enero y julio (mm), figuras 3.14 y 3.15 respectivamente, se observa un aumento en la evapotranspiración de julio a comparación de enero y además que en las zonas en donde las temperaturas son mayores la evapotranspiración potencial también es mayor.



Existen algunos parámetros útiles para la agricultura como la temperatura media del suelo y el índice de humedad del suelo, descritos a continuación:

La temperatura media del suelo (°C) para los meses de enero y julio, mostrados en la figura 3.16 y 3.17 respectivamente, en donde se observa que el sur de la región es más cálido a comparación del resto.

El índice de humedad del suelo $\left(\frac{P}{Ep}\right)$ que se representa con valores cercanos a

1.0 indica que el suelo está casi saturado, mientras que en las zonas donde el índice es inferior a 0.5 indica un déficit importante de humedad en el suelo.

En la figura 3.18 se representa el índice de humedad del suelo para el mes de enero, en donde se observa que existe un déficit de humedad del suelo para ese mes y que está más marcado en el sur de la región del Balsas.

Para el índice de humedad del suelo para el mes de julio (figura 3.19), se observa que las condiciones de suelo son casi saturadas y más en la zona norte de la región.

suelo para julio.

Para simplificar el contenido de los mapas se presentan las tablas 3.2 y 3.3 en donde se presentan las zonas de máximos y mínimos, respectivamente tanto anuales como mensuales.

Variables	Anual	Enero	Julio
Temperatura	Suroeste	Suroeste	Suroeste
Precipitación	Sureste	Oeste	Cuenca 08 y Sureste
Escurrimiento	Cuenca 08	Cuenca 08	Cuenca 08
Evapotranspiración	Sur	Suroeste	Sureste
potencial			

Tabla 3.2 Zonas en donde se presentan valores máximos.

Variables	Anual	Enero	Julio
Temperatura	Noreste	Noreste	Noreste
Precipitación	Noreste	Este	Noreste
Escurrimiento	Noreste	Sur cuenca 06	Noreste
Evapotranspiración	Noreste	Noreste	Noreste
potencial			

Tabla 3.3 Zonas en donde se presentan valores mínimos.

3.3 Disponibilidad del agua.

Conocer la disponibilidad de agua implica hacer la cuantificación de los recursos hidrológicos, ocupando las técnicas para medir y cuantificar el agua en cualquiera de las fases del ciclo hidrológico (evaporación, precipitación, etc.), considerando cuencas hidrológicas y población (Maderey, L. 1994).

Debido a lo anterior se hace una evaluación de la disponibilidad del agua que se calcula al multiplicar la lámina de escurrimiento medio anual (m) y el área de la región (km²).

El área de la región hidrológica del Balsas es de 118,268 km². Con el Modelo de Balance Térmico-Hidrológico se obtiene una lámina de escurrimiento medio anual de 242.83 m, teniendo como resultado el volumen de agua disponible de 28,719.02 hm³.

Para obtener la disponibilidad por habitante que reside en dicha región, el volumen de agua disponible se divide entre el número de habitantes de esa zona. La población de la región fue de 10´315,563 habitantes para el año 2000 obtenida del Sistema Municipal de Base de Datos (SIMBAD) del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática INEGI (2001) dando como resultado de 2,784.05 m³/hab. la disponibilidad de agua por habitante.

Para tener una idea de la disponibilidad de agua se utiliza la clasificación de Shiklomanov y Rodda (2003), la cual se menciona en la tabla 3.1. De acuerdo con la disponibilidad obtenida y la clasificación mencionada, la región se encuentra dentro de clasificación baja, es decir que el agua es escasa en la zona.

Disponibilidad natural media	
per cápita (m³/hab)	Clasificación
Menor a 1000	Extremadamente baja
1001 a 2000	Muy baja
2001 a 5000	Ваја
5001 a 10,000	Media
10,001 a 20,000	Alta
Más de 20,000	Muy alta

Tabla 3.1. Clasificación de la disponibilidad natural media anual del agua.
3.4 Discusión general.

De acuerdo a lo obtenido en el capítulo, la temperatura mínima se localiza en la zona norte de la región y en la parte sur se presentan las temperaturas máximas, dicha variable va de 15 hasta 25°C.

En el caso de la precipitación la zona que presenta los mayores registros de precipitación es el oeste de la región hidrológica y en el este se encuentran los valores mínimos.

El escurrimiento tiene relación con la precipitación así como también de la orografía de la región hidrológica del Balsas.

La evaporación está ligada con la precipitación, es por ello que en zonas donde la precipitación es mayor también estas variables presentan sus máximos y en las partes donde la precipitación es menor, la evaporación y el escurrimiento también son mínimos.

Para la disponibilidad del agua por habitante se observa de acuerdo a la clasificación de Shiklomanov y Rodda (2003), una disponibilidad baja con respecto a la población registrada en la región.

4. El cambio climático en la región hidrológica del Balsas

El clima es el conjunto de condiciones meteorológicas de una región, es decir, es un estado cambiante de la atmósfera, mediante sus interacciones (océanoatmósfera), en diversas escalas de tiempo (30 años como mínimo según la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y espacio.

El clima depende de muchos factores como los forzamientos internos o externos, los cuales pueden producir cambios climáticos.

Los cambios significativos en el balance de energía del planeta, incluyendo aquellos debidos al aumento en la concentración de gases de efecto invernadero, alteran la circulación del océano y la atmósfera y, consecuentemente, el ciclo hidrológico, lo que se manifiesta como cambios en la precipitación y la temperatura en superficie (Magaña, 2004). Cuando algún parámetro sale de su valor medio, se habla de una anomalía climática.

El cambio climático se refiere a cualquier cambio del clima a lo largo del tiempo, ya sea debido a la variabilidad natural o como consecuencia de la actividad humana (IPCC, 2001).

El estudio del clima del planeta es fundamental para el análisis de la vulnerabilidad del cambio climático global y así poder establecer estrategias de adaptación (Conde *et al.*, 2000). Es por esto que surgen diferentes modelos, los cuales son herramientas que ayudan a entender el clima.

Existen cuatro tipos básicos de modelos (Valencia, 2005):

- * Modelos de balance de energía.
- * Modelos unidimensionales radiativos-convectivos.
- * Modelos dinámico-estadísticos bidimensionales.
- * Modelos de circulación general.

Para el estudio del cambio climático global se usan Modelos de Circulación General (GCM siglas en ingles), los cuales ayudan a simular los múltiples procesos que ocurren en el clima, y poder así generar escenarios del clima futuro (Henderson-Sellers y McGuffie, 1990).

Los resultados de los Modelos de Circulación General se usan en el MBTH (descrito anteriormente), con el fin de generar escenarios de cambio climático para el año 2050 con doblamiento de dióxido de carbono (2xCO₂).

Los GCM usados para este trabajo son: GFDL-R30 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, version R30), HADCM3 (Hadley Centre Atmospheric Model, version 3) y por otra parte, se emplea el MTC (Modelo Termodinámico del Clima, J. Adem. UNAM) descritos en seguida.

4.1 Modelo GFDL-R30.

El modelo GFDL-R30 fue desarrollado en el Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos de Estados Unidos (GFDL, siglas en ingles), con el fin de poder modelar y realizar un análisis del clima futuro, el GFDL-R30 forma parte de los modelos de circulación general del IPCC.

El GFDL-R30 tiene una resolución de 14 niveles en la vertical y con una resolución horizontal de 2.25° x 3.75° (lat-long). El modelo pertenece a la familia escenarios

A2a, que de acuerdo con el tercer informe de evaluación de cambio climático 2001 del IPCC, dicha familia describe un mundo muy heterogéneo, el desarrollo tecnológico está orientado básicamente a las regiones y el crecimiento económico es lento en comparación con la familia de escenarios A1 (perteneciente al modelo HADCM3). En particular el escenario A2a, la atmósfera tiene una concentración de aproximadamente 520ppm, lo cual representa una duplicación de dióxido de carbono de CO_2 para el año 2050 (Manabe and Stouffer, 1980).

4.1.1 Escenarios anuales.

Los escenarios de cambio anual se presentan a continuación:

La figura 4.1 muestra el cambio de la temperatura media anual del aire superficial (°C), en donde se ven anomalías positivas en toda la región hidrológica del Balsas, incrementándose hacia el noroeste, además de ubicar a la cuenca del Río Tepacaltepec con la mayor anomalía positiva.

El escenario de cambio de la lámina de precipitación media anual (cm), se muestra en la figura 4.2, en donde se observa un incremento hacia el este de la región, siendo la cuenca del Río Atoyac la que presenta el máximo de anomalía positiva.



media anual del aire (°C), obtenido del GFDL-R30.



Figura 4.2 Cambio de precipitación media anual (cm), obtenido del GFDL-R30.

Para el cambio del escurrimiento medio anual (figura 4.3), se observan anomalías positivas en toda la región, además de tener un comportamiento similar al de la precipitación, es decir, en zonas en donde la precipitación es mayor el escurrimiento también es mayor.







media anual (cm), obtenido del GFDL-R30.

El cambio de la evaporación media anual es mostrado en la figura 4.4, observando nuevamente un comportamiento semejante al de la precitación, pero para esta variable se observa anomalías negativas en el oeste de la región hidrológica.

En la figura 4.5 se muestra el cambio de la evapotranspiración potencial media anual, en donde se observa que en la zona sur se presenta la mayor anomalía positiva de la evapotranspiración y en la parte noreste se ve la menor anomalía positiva.





Figura 4.6 Cambio del índice de aridez, obtenido del GFDL-R30.

El cambio del índice de aridez mostrado en la figura 4.6, se ve que en general toda la región del Balsas presenta condiciones de mayor humedad.

4.1.2 Escenarios mensuales.

El cambio mensual se presenta para los meses de enero y julio ya que son los representativos a las estaciones de invierno y verano.

En las figuras 4.7 y 4.8 se observa el cambio de la temperatura media del aire (°C) para enero y julio respectivamente, en donde se puede observar que el invierno presenta mayor anomalía positiva a comparación del verano, así como también la parte noroeste de la región es más cálida a comparación de la sureste.



Los cambios de la precipitación media para enero y julio (mm) se muestran en las figuras 4.9 y 4.10, se puede ver el aumento de la precipitación de verano a comparación del invierno, así como también se observa que en el sureste de la región presenta la mayor anomalía positiva.



El cambio del escurrimiento medio para enero y julio mostrada en las figuras 4.11 y 4.12, tiene un comportamiento similar al de la precipitación, es decir en el sureste de la región es donde se presenta la mayor anomalía positiva.



En el caso del cambio de la evapotranspiración potencial media para enero y julio (mm), figuras 4.13 y 4.14, se observa un aumento para ambos meses en la parte noroeste y la menor anomalía en el noreste.



evapotranspiración potencial media en enero (mm), obtenido del GFDL-R30.



El cambio de la temperatura media del suelo (°C) para los meses de enero y julio mostrada en las figuras 4.15 y 4.16, se observa que en el noroeste se tiene la máxima anomalía en el mes de enero y en el oeste para el mes de julio.





Figura 4.16 Cambio de temperatura media del suelo para julio (°C), obtenido del GFDL-R30.

4.2 Modelo HADCM3.

El modelo *HADCM3* (Modelo Atmosférico del Centro Hadley versión 3, siglas en Inglés) se desarrolló en el Centro de investigación Hadley en el Reino Unido, además de formar parte de los modelos de IPCC.

El modelo tiene una resolución horizontal de $2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$ (lat-long) que da como resultado una malla global de 96 x 73 puntos, equivalente a 417 x 278 km en el

ecuador y 295 x 278 km en 45° latitud y la resolución vertical es de 19 niveles. El modelo pertenece a la familia escenarios A1F, que de acuerdo con el tercer informe de evaluación de cambio climático 2001 del IPCC, dicha familia describe un mundo con rápido crecimiento económico, así como también una rápida introducción de tecnología nueva y más eficiente, además de referirse a una civilización con un uso intenso de combustible fósil. El escenario de A1F tiene una concentración de aproximadamente 560ppm de CO_2 para el año 2050, lo cual representa una duplicación de CO_2 ($2CO_2$) con respecto a la concentración de CO_2 del año 1750 (época preindustrial) (Pope, et. al, 2000).

4.2.1 Escenarios anuales.

Los escenarios de cambio anuales se presentan a continuación:

El cambio para la temperatura media anual del aire (figura 4.17) muestra en toda la región hidrológica anomalía positiva que va desde 3.15°C a 3.6°C, siendo el norte de la cuenca del Río Atoyac, la que presente el mayor cambio de la temperatura.



El cambio de la precipitación media anual mostrado en la figura 4.18 presenta anomalías negativas en toda la región desde -1cm a -15cm, observando que el

aumento de la precipitación va acompañado de un decremento en la temperatura y viceversa.

El cambio del escurrimiento medio anual (figura 4.19) muestra anomalías negativas en toda la región del Balsas, presentando la anomalía negativa en la parte noreste de la región hidrológica.



El cambio de la evaporación media anual (figura 4.20), muestra anomalías negativas en el noreste y suroeste de la región hidrológica, en el resto de la región del Balsas se tienen anomalías positiva.

En la figura 4.21 se muestra el cambio de la evapotranspiración potencial media anual, en donde se presenta anomalía positiva en toda la región del Balsas, observando en la cuenca del Río Balsas-Mezcala y sur del Río Grande Amacuzac la mayor anomalía positiva.



El cambio del índice de aridez expresado en la figura 4.22, muestra que en general toda la región hidrológica del Balsas presenta condiciones de humedad.

4.2.2 Escenarios mensuales.

Los escenarios mensuales se presentan para las estaciones de invierno y verano.

En las figuras 4.23 y 4.24 se observa el cambio de la temperatura media del aire (°C) para enero y julio, en donde se observan las anomalías positivas de la temperatura para toda la región en ambos meses.



El cambio de precipitación media para enero y julio (mm), figuras 4.25 y 4.26, se puede ver el aumento de la precipitación para la estación en verano a comparación

del invierno, así como también se ve que en el oeste de la región se presenta la mayor anomalía positiva.



El cambio del escurrimiento medio para enero y julio, mostrada en las figuras 4.27 y 4.28, indica en el mes de julio las anomalías son negativas a comparación del mes de enero en donde solo el sureste de la región presenta anomalías negativas.





En el caso del cambio de evapotranspiración potencial media para enero y julio (figuras 4.29 y 4.30), se observa la mayor anomalía en el mes de julio a comparación del mes de enero.



El cambio de temperatura media del suelo (°C) para los meses de enero y julio está mostrada en las figuras 4.31 y 4.32, en donde se observa que el mayor cambio de anomalía se presenta en el mes de julio.

97⁶w



4.3 Modelo MTC.

El Modelo Termodinámico del Clima (MTC) fue realizado por Julián Adem; la primera versión del modelo se efectuó a principios de los 60, desde entonces se ha enriquecido continuamente y sus aplicaciones cada vez son más.

El MTC fue corrido con una concentración de aproximadamente 560ppm de CO₂ para el año 2050, lo cual es representativo a un escenario equivalente a la familia A1F que describe un mundo con rápido crecimiento económico, así como también una rápida introducción de tecnología nueva y más eficiente, además de referirse a una civilización con un uso intenso de combustible fósil (Adem, 1997).

4.3.1 Escenarios anuales.

Los escenarios anuales se presentan a continuación:

El cambio para la temperatura media anual del aire (figura 4.33) muestra anomalía positiva en toda la región del Balsas, desde 1.2 a 2°C, presentando la mayor anomalía en el noroeste de la región.

El cambio de la lámina de precipitación media anual (cm), se muestra en la figura 4.34, en donde se ven anomalías negativas en toda la región.





media anual (cm), obtenido del MTC.

El cambio del escurrimiento medio anual (figura 4.35), muestra anomalías negativas en toda la región, semejante al comportamiento de la precipitación.

El cambio de la evaporación media anual es mostrado en la figura 4.36, observando en casi toda la región del Balsas anomalías positivas, teniendo la mayor anomalía positiva en el centro y oeste, por otro lado la anomalía negativa se presenta en el este de la cuenca del Río Atoyac.





media anual (cm), obtenido del MTC.

En la figura 4.37 se muestra el cambio de la evapotranspiración potencial media anual, observando anomalías positivas en toda la región, siendo el sur de la cuenca del río Grande Amacuzac la que presenta el máximo.

El cambio del índice de aridez, expresado en la figura 4.38, muestra que en general toda la región del Balsas presenta condiciones de mayor humedad.





4.3.2 Escenarios mensuales.

Los cambios mensuales son mostrados para los meses de enero y julio, ya que son los representativos a las estaciones de invierno y verano. En las figuras 4.39 y 4.40 se observa el cambio de la temperatura media del aire (°C) para enero y julio, donde se puede observar que el invierno presenta mayor anomalía positiva a comparación del verano.



El cambio de la precipitación media para enero (figura 4.41), muestra anomalías negativas en toda la región hidrológica siendo el oeste de menor anomalía.



Figura 4.41 Cambio de precipitación media en enero (mm), obtenido del MTC.

El cambio del escurrimiento medio para enero y julio mostradas en las figuras 4.42 y 4.43, presenta anomalías negativas para los 2 escenarios siendo el mes de julio el que muestre la menor anomalía.



En el caso del cambio de la evapotranspiración potencial media para enero y julio (mm) figuras 4.44 y 4.45, se observa un aumento para ambos meses en la parte oeste y la menor anomalía en el noreste de la región.



En el cambio de temperatura media del suelo (°C) para los meses de enero y julio, mostrados en las figuras 4.46 y 4.47, se ve que el mayor cambio se da en el mes de enero.





4.4 Modelo MTE.

Para tener una perspectiva de cual es la tendencia del clima para los siguientes 50 años, se construye un Modelo de Tendencia Estadística (MTE) descrito a continuación:

La tendencia estadística es calculada mediante el ajuste de la regresión lineal realizado con el software Statistica (Statsoft Inc., 1998), de los últimos 10 climas. Cada clima es construido con 25 años de datos desfasados un año es decir, para el clima I se usa el periodo de 1967-1991, clima II 1968-1992,..., clima X 1976-2000. Posteriormente con la ecuación de la regresión lineal es calculada la tendencia estadística cada 10 años, para después calcular la tendencia al año 2050.

Para este caso no se trabaja con el incremento del dióxido de carbono ya que solo se trabaja con tendencia estadística.

4.4.1 Escenarios anuales.

Los cambios anuales se presentan a continuación:

El cambio para la temperatura media anual del aire (figura 4.48) muestra anomalía negativas en el este de la cuenca del Río Atoyac, en el sur y oeste no presenta cambios y para el resto de la región del Balsas la anomalía es positiva.

El cambio de la precipitación media anual (cm), se muestra en la figura 4.49, en donde se ven anomalías negativas en la cuenca del Río Cutzamala y el sur del Río Atoyac, en el resto de la región hidrológica del Balsas la anomalía es positiva.



Figura 4.48 Cambio de temperatura media anual del aire (°C), obtenido del MTE.



Figura 4.49 Cambio de precipitación media anual (cm), obtenido del MTE.

El cambio del escurrimiento medio anual (figura 4.50), muestra anomalías negativas en el este de la cuenca del Río Atoyac y en el resto de la región se presentan anomalías positivas, presentando la mayor anomalía en sur de la región.

El cambio de la evaporación media anual es mostrado en la figura 4.51, observando un comportamiento semejante al de la precipitación, es decir, las anomalías negativas se tienen en la cuenca del Río Cutzamala y el sur del Río Atoyac y en el resto de la región hidrológica del Balsas la anomalía es positiva.





En la figura 4.52 se muestra el cambio para la evapotranspiración potencial media anual, observando un comportamiento semejante al de la temperatura, las anomalías negativas se ven en el este de la cuenca del Río Atoyac, para el sur y oeste no presenta cambios y en el resto de la región del Balsas la anomalía es positiva.



Figura 4.52 Cambio de evapotranspiración potencial media anual (cm), obtenido del MTE.

4.4.2 Escenarios mensuales.

Los cambios mensuales se presentan para los meses de enero y julio.

En las figuras 4.53 y 4.54 se observa el cambio de la temperatura media del aire (°C) para enero y julio, en donde se ve que el verano presenta la menor anomalía negativa.



Para el cambio de la precipitación media de enero y julio (mm), figuras 4.55 y 4.56, se observa la menor anomalía negativa en el verano.





Figura 4.56 Cambio de precipitación media en julio (mm), obtenido del MTE.

El cambio del escurrimiento medio para enero y julio mostradas en las figuras 4.57 y 4.58, tienen un comportamiento similar al de la precipitación, el sur de la región es donde se presenta la mayor anomalía positiva y la menor anomalía negativa se ve en el suroeste de la región hidrológica.



Figura 4.57 Cambio del escurrimiento medio para enero (mm), obtenido del MTE.



Figura 4.58 Cambio del escurrimiento medio para julio (mm), obtenido del MTE.

En el caso del cambio de la evapotranspiración potencial media para enero y julio (mm) figuras 4.59 y 4.60, se observa un comportamiento similar al de la temperatura, en donde el verano presenta la menor anomalía negativa.





Figura 4.60 Cambio de evapotranspiración potencial media en julio (mm), obtenido del MTE.

El cambio de la temperatura media del suelo (°C) para los meses de enero y julio, está mostrada en las figuras 4.61 y 4.62, observando que el río Balsas-Mezcala y el este de la cuenca del río Atoyac presenta anomalías negativas para ambos meses.



Figura 4.61 Cambio de temperatura media del suelo para enero (°C), obtenido del MTE.



Figura 4.62 Cambio de temperatura media del suelo para julio (°C) , obtenido del MTE.

Como resumen de los escenarios generados en este capítulo, se presenta la tabla 4.2 con los mayores cambios (positivos o negativos) anuales, la tabla 4.3 con los mayores cambios en invierno y 4.4 con los mayores cambios en verano.

Variables	Zonas de valores máximos			
	GFDL-R30	HADCM3	МТС	MTE
Temperatura	Noroeste	Noreste	Norte	Norte
Signo de anomalía	+	+	+	+
	1.9°C	3.6°C	2.0°C	2.5°C
Precipitación	Este	Este	Oeste	Sur
Signo de anomalía	+	-	-	+
	18cm	12cm	2.4cm	100cm
Escurrimiento	Noreste	Centro y Este	Noroeste	Sur (Centro)
Signo de anomalía	+	-	-	+
_	14cm	6.5cm	3.0cm	100cm
Evaporación	Noreste	Noreste	Noreste	Este
Signo de anomalía	+	-	-	-
_	12cm	8cm	0.9cm	45cm
Evapotranspiración	Suroeste,	Sureste	Centro	Noreste
potencial	Centro-Sur			
Signo de anomalía	+	+	+	+
	10.8cm	21cm	10cm	10cm

Tabla 4.2 Zonas en donde se presentan los mayores cambios anuales.

Variables	Zonas de valores máximos en invierno.			
	GFDL-R30	HADCM3	МТС	MTE
Temperatura	Noroeste	Noroeste	Centro	Noreste
Signo de anomalía	+	+	+	-
	2.1°C	3.1°C	2.0°C	2.5°C
Precipitación	Noroeste	Suroeste	Noroeste	Norte (Centro)
Signo de anomalía	-	+	-	-
	28mm	5mm	7mm	35mm
Escurrimiento	Noroeste	Sureste	Noroeste	Noroeste
Signo de anomalía	-	-	-	+
_	1.8mm	0.2mm	0.55mm	2mm
Evapotranspiración	Oeste	Oeste	Centro y	Noreste
potencial			Este	
Signo de anomalía	+	+	+	+
	8.4mm	12.5mm	8.5mm	11mm

Tabla 4.3 Zonas en donde se presentan valores máximos para invierno.

Variables	Zonas de valores máximos en verano.			
	GFDL-R30	HADCM3	МТС	MTE
Temperatura	Noroeste	Noreste	Noroeste	Noreste
Signo de anomalía	+	+	+	-
	1.72°C	4.1°C	1.8°C	4.0°C
Precipitación	Este	Suroeste		Sur (Centro)
			Sin cambios	
Signo de anomalía	+	+		+
	140mm	16mm		140mm
Escurrimiento	Este	Norte	Noroeste	Sur (Centro)
Signo de anomalía	+	-	-	+
	120mm	22mm	5.5mm	150mm
Evapotranspiración	Sur	Este	Centro y	Norte (Centro)
potencial			Noroeste	+
Signo de anomalía	+	+	+	13mm
	8.4mm	20mm	7mm	

Tabla 4.4 Zonas en donde se presentan valores máximos para verano.

Con los escenarios de cambio discutidos y con los escenarios base¹ se encuentra que el modelo HADCM3 es el que mejor simula al clima para el 2050.

¹ En el escenario base se supone que el clima no cambia, trivialmente los cambios climáticos en este escenario son cero.

4.5 Disponibilidad del agua.

La disponibilidad de agua es calculada por el método que se describió en el capítulo 3, el escurrimiento y el volumen de agua disponible son necesarios para dicho cálculo, los cuales son descritos a continuación:

En el modelo *GFDL-R30* se obtiene una lámina de escurrimiento medio anual de 307.87 m, teniendo como resultado el volumen de agua disponible de 36,411.17 hm³.

El modelo *HADCM3* calcula una lámina de escurrimiento medio anual de 197 m, se obtiene como resultado el volumen de agua disponible de 23,298.80 hm³.

El *MTC* tiene una lámina de escurrimiento medio anual de 225.85 m, dando como resultado un volumen de agua disponible de 26,710.83 hm³.

El *MTE* presenta una lámina de escurrimiento medio anual de 368.47 m, obteniendo un volumen de agua disponible de 43,578.21 hm³.

La población actual de la región es de 14´226,244 habitantes y es proyectada de manera logística al año 2050, descrita en el apéndice.

Los escenarios de disponibilidad de agua para cada uno de los modelos, son mostrados en la tabla 4.1.

Modelo	Disponibilidad de agua por habitante	Escenario de disponibilidad de agua (tabla 3.1)
GFDL-R30	2,559.44	BAJA
HADCM3	1,637.73	MUY BAJA
MTC	1,877.57	MUY BAJA
MTE	3,063.23	BAJA

Tabla 4.1 Disponibilidad de agua por habitante y escenario, para 2050.

4.6 Discusión general.

El modelo *GFDL-R30* muestra que la menor anomalía de temperatura se localiza en la zona este de la región, acompañada de una máxima anomalía de precipitación, por otra parte en las zonas donde la máxima anomalía de temperatura es seguida por una mínima anomalía de precipitación.

El escurrimiento y la evaporación están muy ligados con la precipitación (en el caso del escurrimiento también con la orografía), es por ello que en zonas donde la anomalía de precipitación es mayor también la evaporación y el escurrimiento presentan sus máximos de anomalía.

La disponibilidad de agua por habitante proyectada al 2050, da una clasificación baja, Shiklomanov y Rodda (2003).

El modelo *HADCM3* muestra una relación entre anomalías de precipitación y temperatura, en zonas donde la anomalía de temperatura presenta una disminución, en el escenario de precipitación es mayor y en zonas donde la anomalía de precipitación es menor, la anomalía de temperatura es mayor. Cabe mencionar que la anomalía de precipitación en toda la región es negativa, al igual

que la evaporación y el escurrimiento, por tanto la disponibilidad de agua es muy baja de acuerdo a la clasificación de la tabla 3.1 del capitulo 3.

En el *MTC* se presenta un comportamiento de las anomalías (temperatura y precipitación), similar al modelo anterior, con la diferencia que en este modelo la anomalía de temperatura no es tan alta a comparación del HADCM3. La anomalía del escurrimiento tiene un comportamiento similar al escenario de la precipitación y la evaporación presenta anomalías positivas en casi toda la región. La disponibilidad de agua también es muy baja (tabla 3.1 del capitulo 3).

El *MTE*, muestra anomalía de temperatura negativa hacia el este de la región, para el resto de la zona las anomalías que se presentan son positivas.

Para el caso de la precipitación en la zona noreste y en la cuenca de los ríos Tacámbaro y Cutzamala se presentan anomalías negativas muy altas, y el resto de la región muestra anomalías positivas muy altas.

El escurrimiento y la evaporación están muy ligadas con la precipitación (en el caso del escurrimiento también con la orografía), es por ello que en zonas donde la anomalía de precipitación es mayor también la evaporación y el escurrimiento presentan sus máximos de anomalía.

La disponibilidad del agua por habitante según Shiklomanov y Rodda (2003) es baja.

5. Validación del Modelo Térmico-hidrológico

Hasta la actualidad no se ha desarrollado ningún protocolo de evaluación para modelos del clima. Algunos autores optan por análisis estadísticos simples como son: el error cuadrático medio, el error absoluto medio, etc. Estos estadísticos permiten medir la precisión de la simulación.

En este trabajo se valida el modelo MBTH, mediante el calculo del error cuadrático medio (RMSE), el error absoluto medio (MAE), el error absoluto medio normalizado (NMAE), el sesgo (BIAS) y el índice de concordancia (IOA), logrando tener un panorama amplio de la evaluación del modelo MBTH.

Para la validación del modelo se usa la base de datos del Banco Nacional de Datos de Agua Superficiales (BANDAS), de la Comisión Nacional del Agua (CNA) e Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), usando un periodo de 1976–1999.

Se usan 40 estaciones hidrométricas del BANDAS para este trabajo, las cuales se ubican en la figura 5.1, para posteriormente construir la malla regular de 325 puntos.



Figura 5.1 Estaciones BANDAS.

La figura 5.2 muestra la lámina del escurrimiento medio anual del BANDAS, donde el mayor escurrimiento se presenta en las cuencas de los ríos Grande Amacuzac y Cutzamala, en el norte de los ríos Tepacaltepec y Tepacaltepec-Infiernillo da un valor de 27cm. La mínima lámina del escurrimiento se presenta en el noreste de la cuenca del río Atoyac con 3cm.

La lámina del escurrimiento medio anual del MBTH (ver capítulo 2), presenta el mayor escurrimiento de 40cm en las cuencas del Río Grande Amacuzac, Cutzamala y de 50cm en el norte de la cuenca del río Tacámbaro. La mínima lámina de escurrimiento se presenta en el noreste de la cuenca del río Atoyac de 5cm (Figura 5.3).





Se analizó la base de datos del BANDAS y del MBTH, encontrando una semejanza entre las láminas de mayor escurrimiento y las láminas de menor.

La estadística simple para la validación del modelo se presenta a continuación:

El error absoluto medio (MAE) da la medida de las diferencias en promedio entre los valores del modelo y los observados con el BANDAS:

$$MAE = \sum_{i=1}^{N} \frac{\left|\phi_{i} - \phi_{iobs}\right|}{N}$$

Teniendo un MAE de 9.76mm.

El error medio cuadrático (RMSE), da una descripción similar al error absoluto medio *MAE*, entre los valores pronosticados del BANDAS y los datos observados del modelo:

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} \frac{\left(\phi_{i} - \phi_{iobs}\right)^{2}}{N}}$$

Donde ϕ_i valor pronosticado para la celda *i*.

 Φ_{iobs} valor observado para la celda i.

N número de valores analizados.

Se obtiene para este trabajo un RMSE de 12.115mm.

El error absoluto medio normalizado (NMAE) da peso del error respecto al valor de la variable medida se normaliza del error absoluto, teniendo dicho error:

$$NMAE = \sum_{i=1}^{N} \frac{\left| \phi_{i} - \phi_{iobs} \right|}{N}$$

El NMAE da 72%.

El sesgo BIAS proporciona información sobre la tendencia del modelo a sobreestimar o subestimar una variable, cuantifica el error sistemático del modelo:

$$BIAS = \sum_{i=1}^{N} \frac{\left(\phi_i - \phi_{iobs}\right)}{N}$$

Para el caso del BIAS se obtiene -1.74mm.

Para completar la evaluación del modelo se calcula el índice de concordancia (IOA), el cual aporta información sobre el comportamiento del modelo al comparar los resultados del modelo con las observaciones del BANDAS:

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N} (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{N} (|P_i - O_{mean}| + |O_i - O_{mean}|)^2}$$

N número de observaciones

P_i valores pronosticados

O_i valores observados

O_{mean} media de las observaciones

Se obtiene un IOA de 0.58.

Por último se obtiene una correlación de r=0.57 y una r^2 =0.32, calculadas con el Software de Statistica (StatSoft, Inc., 1998), logrando tener un panorama de la relación entre los datos obtenidos del MBTH y los observados del BANDAS.

La evaluación que se le aplicó, indica que el modelo MTBH es satisfactorio, ya que se obtiene un MAE de 9.76mm y un RMSE de 12.115mm y da una medida mas precisa para la evaluación de datos pronosticados. El MAE y el RMSE que dan una medida de la diferencia entre los datos del MTBH y BANDAS.

Con un BIAS calculado de -1.74 indica que el modelo está subestimando.

El índice de concordancia IOA de 0.58 que el modelo MTBH tiene un comportamiento satisfactorio ya que el valor de este oscila entre los 0 y 1.

Y en base a la correlación obtenida, se encontró que existe una relación estadística entre los datos del MTBH y BANDAS.

6. CONCLUSIONES

Temperatura

Debido al efecto invernadero del CO₂, tanto los modelos de circulación general como el modelo de balance de energía MTC, pronostica un incremento en la temperatura, el cual es mayor en la zona norte de la región, aunque el Modelo de Tendencia Estadística presenta una zona de anomalía negativa.

Precipitación

Para el caso del pronóstico de precipitación al 2050 existen discrepancias importantes, las cuales probablemente se deban al esquema radiactivo-convectivo usado en cada modelo.

Para los modelos HADCM3 y el MTC, el cambio climático presenta anomalías negativas para toda la región, aunque el modelo HADCM3 muestra anomalías menores que el otro.

El modelo GFDL-R30 muestra anomalías de precipitación positivas, aumentando de oeste a este.

El modelo de Tendencia Estadística, para el caso de la precipitación en la zona noreste y en la cuenca de los ríos Tacámbaro y Cutzamala presentan anomalías negativas altas, y el resto de la región muestra anomalías positivas altas.

Escurrimiento y evaporación

El escurrimiento y la evaporación muestran tener relación con la precipitación (en el caso del escurrimiento también de la orografía), en zonas donde la precipitación es mayor también estas variables presentan sus máximos y en zonas, donde la precitación es menor, la evaporación y el escurrimiento también es mínima. Así como también se presenta gran relación en los escenarios de cambio climático para todos los modelos presentados.

Disponibilidad

De acuerdo al MTBH, la disponibilidad del agua por habitante se observa una clasificación baja, de acuerdo a la clasificación de Shiklomanov y Rodda (2003).

Para los modelos de cambio climático existe una disminución del agua disponible por habitante a comparación del clima presente, a excepción del MTE, en donde a pesar de haber un incremento en el agua disponible entra en una clasificación, baja Shiklomanov y Rodda (2003).

Además de observar que el modelo que mejor simula al clima del 2050 con respecto al base, es el modelo HADCM3.

BIBLIOGRAFÍA

- Adem, J., 1964. On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-ocean- continent system. *Monthly Weather Review*, 92, 91-104.
- Atlas del agua de la República Mexicana, 1976. Secretaría de Recursos Hidráulicos, México, 125 pp.
- Barradas, V.L., 1990. El efecto de la vegetación en la predicción del clima, con especial énfasis en la República Mexicana. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias. UNAM. 78 pp.
- Benjamín, S. G. and T.N. Carlson, 1986. Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: Threedimensional simulations. *Monthly Weather Review*, 114, 307-329.
- Budyko, M. I., 1974. Climate and life. International Geophysics Series, 18, Academic Press, New York, 508 pp.
- Carnahan, B., H.A. Luther and J.O. Wilks, 1969. Applied numerical methods. John Wiley and Sons, Inc. 604 pp.
- Carrica, J.C. y Lexow, C., 2004. Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2), 281-290.

- Carrica, J.C. y Robledo, C., 2002. Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales compuestos. *Geoacta*, 27, 16-29.
- Conde, C. Sánchez, O. y Gay, C., 2000. Escenarios físicos regionales, en México: *Una visión hacia el siglo XXI.* El Cambio Climático en México, Gay, C. (compilador), SEMARNAP, UNAM, USCSP. 220pp.
- Estadística del Agua en México, 2004. *Comisión Nacional del Agua, CNA*, México. 141pp.
- Famiglietti, J. S. and E.F. Wood, 1994. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30, 11, 3061-3068.
- Flato, G.M. and G.J. Boer, 2001: Warming asymmetry in climate change simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 195-198.
- Garduño, R., 1998 El veleidoso clima. México: La Ciencia para Todos, #127. FCE-SEP-CONACYT.
- Henderson-S. y M., 1990 Introducción a los modelos climáticos. Ediciones Omega, Barcelona. 230pp.
- IPCC (Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático), 2001. *Climate Change* 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical Summary Cambridge: WMO-UNEP. Cambridge University Press.
- Jaúregui, E., 1978. Una primera estimación de la distribución de la radiación global y neta en México. *Recursos Hidráulicos*, VII, 2, 96-106.
- Maderey L. E., 1994. El Recurso Agua en la República Mexicana. Un breve Análisis Geográfico. *Revista Geográfica*, 119, 133-163.
- Manabe S and Stouffer R.J., 1980. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *Journal Geophysics Research*, 85: 5529-5554.
- Martínez J., y Fernández A. (compiladores), 2004. Cambio climático: una visión desde México, SEMARNAT-INE, 525 pp.
- Mendoza, V.M., E. E. Villanueva and J. Adem, 1997. Vulnerability of basins and watersheds in Mexico to global climate change. *Climate Research*, 9, 139-145.
- Mendoza, V.M., E. E. Villanueva and J. Adem, 2002. Simulation of the annual thermal and hydrological cycle in Mexico. *Geofísica Internacional*, 41, 2, 163.178 pp.
- Mendoza, V.M., 2006 Reporte de identificación de zonas vulnerables en base al agua disponible, el aumento de la polación y el cambio climático. "Disponibilidad del agua superficial y vulnerabilidad de las cuencas hidrológicas Lerma-Santiago-Pacífico y Balsas ante el cambio climático". Convenio: SEMARNAT 2002-C01-150.
- Ohta, S., Z Uchijima, H. Seino and Y. Oshima, 1993. Probable effects of CO2induced climatic warming on the thermal environment of ponded shallow water. *Climatic Change*, 23, 69-90.

- Oke, T.R., 1987. Boundary layer climates. Methuen: London and New York, Second Edition, 496 pp.
- Penman H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. R. Soc. London, Ser. A. 193:120-145.
- Pope, V. D., M. L. Gallani, P. R. Rowntree and R. A. Stratton, 2000: The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model ---HadAM3. *Climate Dynamics*, 16: 123-146.
- Rorabaugh, M. I., 1964. Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. *International Assoc. of Scientific Hydrology Publication*, 63, 432-444.
- Rutledge, A. and Daniel III, C., 1994. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Ground Water*, 32 (2), 180-189.
- Sanchez-Toribio, M.I., 1992. Método para el estudio de la evaporación y evapotranspiración, Geoforma Ediciones, 35pp.
- Schaake, J.C., 1990. From Climate to flow. Climate Change and U.S. Water Resources. Ed. Paul E. Waggoner, John Wiley and Sons. Chap. 8. 177-206, 496 pp.
- Shiklomanov, I. A. and Rodda, J. C., 2003. World water resources at the beginning of the 21ST century. Cambridge University Press. UNESCO. 436pp.

SOIL CONSERVATION SERVICE (SCS), US DEPT OF AGRICULTURE (U S D A), 1960. Estimation of direct runoff from storm rainfall. National Engineering Handbook. Sec. 4, Hydrology. Washington, 10.1-10.24.

StatSoft, Inc., 1998. Statistica versión 6.0. USA.

- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. R*. 38: 55-94.
- Valencia, L. E., 2005 Oscilación térmica y humedad atmosférica en México ante condiciones de duplicación de CO₂ atmosférico. *Tesis de licenciatura en Ciencias Atmosféricas*. Facultad de Instrumentación Electrónica y Ciencias Atmosféricas, UV.127pp.

Apéndice

Proyección Logística

La proyección Logística también se conoce como la ecuación de Verhulst (Mendoza, 2006). Ajustando el cálculo a la ecuación diferencial queda:

$$\frac{dN}{dt} = \frac{rN(N^* - N)}{N^*}$$

Donde *N* es la población medida en el intervalo de tiempo.

 $\frac{dN}{dt}$ variación promedio de crecimiento en el intervalo.

 N^* población máxima sostenible.

r parámetro maltusiano (o razón de crecimiento máximo de población).

Conociendo la taza de crecimiento de la población muestreada contra la población y si esta se ajusta a una curva parabólica, se puede calcular la máxima población sostenible como el doble de la población en donde ocurra el máximo de la taza de crecimiento. Con este valor se puede hacer la proyección usando la forma integral de la ecuación:

$$N = \frac{N^*}{\left(1 + ke^{-aN^*t}\right)}$$
$$N = \frac{N^*}{\left(1 + ke^{rt}\right)}$$

Donde k constante va ser determinada para completar la proyección.

Usando los valores de N y t, el valor de k que se toma para la proyección es el promedio de los valores de k obtenidos de utilizar el cálculo con los puntos observados. Así, los parámetros quedan determinados para realizar la proyección.