



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – HIDRÁULICA

ANÁLISIS REGIONAL DE LA RECARGA EN LOS ACUÍFEROS DE LA CUENCA DE
MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN INGENIERÍA

PRESENTA:
SERGIO GONZÁLEZ ORTIGOZA

TUTOR PRINCIPAL
DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ, FI UNAM

COMITÉ TUTOR
DRA. LILIA REYES CHAVEZ, FI UNAM
DR. BREÑA NARANJO JOSE AGUSTIN, II UNAM
DR. RAMON DOMÍNGUEZ MORA, II UNAM
DR. SAÚL ARCINIEGA ESPARZA, FI UNAM

CIUDAD DE MÉXICO, NOVIEMBRE 2023



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.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Ramón Domínguez Mora

Secretario: Dra. Lilia Reyes Chávez

1 er. Vocal: Dr. José Antonio Hernández Espriú

2 do. Vocal: Dr. José Agustín Breña Naranjo

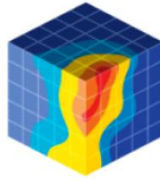
3 er. Vocal: Dr. Saúl Arciniega Esparza

Posgrado en ingeniería civil, UNAM, Ciudad de México, México

TUTOR DE TESIS:

Dr. José Antonio Hernández Espriú

FIRMA



The
HYDRO
geology
Group
FACULTY OF ENGINEERING
UNAM



CONTRIBUCIÓN DEL GRUPO DE HIDROGEOLOGÍA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM

Esta tesis representa un aporte del Grupo de Hidrogeología de la Facultad de Ingeniería (UNAM) como parte de su contribución científica y de formación de recursos humanos especializados en la evaluación cuantitativa de acuíferos.

<http://www.ingenieria.unam.mx/hydrogeology/>
Twitter: @hydrogeologymx

AGRADECIMIENTOS

A la universidad Nacional Autónoma de México que a través del Programa de Maestría y Doctorado en Ingeniería me permitió continuar con mi formación académica y fortalecer mi carácter.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo económico brindado a través de la beca CONACYT/UNAM, para la realización de los estudios de postgrado y esta investigación.

A la DGAPAUNAM bajo el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), que financio la última parte de esta investigación para desarrollar la aplicación BM-Recharge, bajo el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) No. TA100823 titulado “Desarrollo e implementación de un sistema digital de información interactiva de recarga del agua subterránea en la cuenca de México utilizando datos de percepción remota satelital”.

Al Dr. Antonio Hernández Espriú y Dr. Saul Arciniega Esparza por los conocimientos transmitidos y por mostrar la mejor disposición al dirigir este trabajo, gracias por la confianza que depositaron en mí y hacer un espacio en su tiempo cuando requería de su apoyo.

Al Dr. Stephen M. Westenbroek del Upper Midwest Water Science Center, quien me oriento en el uso del modelo SWB.

A los miembros del jurado, por su valioso tiempo prestado al revisar este trabajo y por sus acertados comentarios.

Finalmente, agradezco a todas aquellas personas que han contribuido al desarrollo de software libre y bases de datos abiertas, ya que sin estas herramientas, este trabajo no se habría podido realizar.

DEDICATORIA

A mis padres Ángeles y Luis, por la formación y principios que me inculcaron, su bendición siempre me lleva por el camino del bien, si no fuera por ustedes, este logro no sería posible.

En especial a mi adorada esposa Eunice, ya que estar a tu lado me ha permitido conocer la verdadera felicidad y haz sido ese impulso que necesitaba para seguir adelante en esos momentos difíciles y por siempre creer en mí, te amo.

A mis hijos Mateo Emiliano, Ximena y Miranda por ser mi mayor motivación para seguir adelante y hacerme tan feliz, ya que cedieron su tiempo para que “Papa estudie”, los amo.

A mi suegra Carolina, por brindarme siempre ese apoyo incondicional.

A mis hermanos Eladio y Mauricio por ser mis más grandes amigos en la vida y motivarme a seguir adelante.

A mi primo Fabián y Luisa por brindarme siempre buenos deseos y momentos de distracción cuando más lo necesitaba.

A mis abuelos Enedino, Enriqueta, Crescenciano y Roma, hasta donde se encuentren, nunca los olvidare.

CONTRIBUCION ACADEMICA DERIVADA DE ESTA INVESTIGACIÓN DOCTORAL

González-Ortigoza, S., Hernández-Espriú, A. y Arciniega-Esparza, S. (2023) *Regional modeling of groundwater recharge in the Basin of Mexico: new insights from satellite observations and global data sources. Hydrogeology Journal.* <https://doi.org/10.1007/s10040-023-02667-w>

Arciniega-Esparza S, Hernández-Espriú A, Salinas-Calleros G y **González-Ortigoza S**, (2023). BM-Recharge “Aplicación web para la consulta y descarga de datos de recarga de agua subterránea en la Cuenca del Valle de México.” Grupo de Hidrogeología, Facultad de Ingeniería Universidad Nacional Autónoma de México. <https://bm-recharge.onrender.com/>

González-Ortigoza S, Hernández-Espriú A y Arciniega-Esparza S. (2022). Caracterización de la espacio-temporal de la recarga vertical en la Cuenca de México mediante un balance hídrico de suelo diario. Seminario Virtual Diáspora Hídrica 2022.

González-Ortigoza S, Hernández-Espriú A y Arciniega-Esparza S. (2021). Corrección y validación de la precipitación basada en Climate Engine con datos de pluviómetros para la Cuenca de México. XXIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica México 2021.

González-Ortigoza S, Hernández-Espriú A y Arciniega-Esparza S. (2021). Identificación y caracterización de zonas susceptibles a recarga vertical en la Cuenca de México, mediante un balance hídrico del suelo con datos de percepción remota. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 2021.

González-Ortigoza S, Hernández-Espriú A y Arciniega-Esparza S. (2021). Modelación espacio-temporal de la recarga vertical en la cuenca del valle de México utilizando un modelo distribuido y datos de percepción remota. Seminario Virtual Diáspora Hídrica 2021.

González-Ortigoza S, Hernández-Espriú A y Arciniega-Esparza S. (2021). Comparación de la recarga vertical en la Cuenca de México estimada a partir de datos de lluvia de modelos cuasi-globales de asimilación y observaciones puntuales. Convención Geológica Nacional 2021

González-Ortigoza S, Hernández-Espriú A y Arciniega-Esparza S. (2021). Estimación de la distribución de la recarga vertical en acuíferos de la Cuenca de México usando un balance de suelo-agua superficial: resultados preliminares. Capitulo México de Interpore.

ÍNDICE DE CONTENIDO

| | |
|---|-----|
| ÍNDICE DE FIGURAS | V |
| ÍNDICE DE TABLAS | IX |
| RESUMEN | X |
| ABSTRACT | XII |
| I. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS. | 1 |
| 1.1 OBJETIVOS | 4 |
| II. MARCO TEÓRICO | 5 |
| 2.1. Métodos para estimar la recarga de acuíferos..... | 5 |
| 2.1.1. Balances hídricos..... | 10 |
| III. METODOLOGÍA Y BASES DE DATOS. | 14 |
| 3.1. Breve descripción de la zona de estudio. | 14 |
| 3.2. Bases de datos y fuentes globales y locales de información..... | 17 |
| 3.3. Caracterización espacio-temporal de la recarga en la Cuenca de México..... | 22 |
| 3.3.1. Modelo Soil Water Balance (SWB)..... | 23 |
| 3.3.2. Datos requeridos para la aplicación del modelo SWB | 29 |
| 3.4. Procesamiento de datos..... | 33 |
| 3.4.1. Validación de fuentes de información de precipitación y temperatura..... | 34 |
| 3.4.2. Corrección del sesgo en bases de datos globales de lluvia y temperatura..... | 35 |
| 3.5. Modelo de entrada al código SWB. | 36 |
| 3.6. Calibración del Modelo..... | 40 |
| 3.7. Análisis espacial de la recarga..... | 42 |
| IV. RESULTADOS: CARACTERIZACIÓN REGIONAL DE LA RECARGA EN LA CUENCA DE MÉXICO..... | 44 |
| 4.1. Validación de fuentes de información de precipitación..... | 44 |
| 4.2. Corrección del sesgo en bases de datos globales de precipitación..... | 47 |

| | |
|--|------------|
| 4.2.1 Corrección de Sesgo para CHIRPS..... | 47 |
| 4.2.2. Corrección de Sesgo para MERRA2 | 49 |
| 4.2.3. Comparación de resultados de la corrección de sesgo en la precipitación..... | 51 |
| 4.3. Validación de fuentes de información de temperatura. | 53 |
| 4.4. Calibración del Modelo..... | 56 |
| 4.5. Distribución espacial de la precipitación y evapotranspiración..... | 59 |
| 4.6. Evolución temporal de la recarga potencial de aguas subterráneas en la Cuenca de México. | 62 |
| 4.6.1. Análisis zonal de la recarga en la Cuenca de México. | 80 |
| 4.6.2. Análisis de las variables que intervienen en la recarga..... | 81 |
| 4.6.3. Recarga potencial media anual disgregada por Acuíferos de la Cuenca de México. | 83 |
| V. DISCUSIÓN | 86 |
| 5.1. Confiabilidad a partir de datos globales | 86 |
| 5.2. Corrección del sesgo en bases de datos globales de precipitación | 88 |
| 5.3. Recarga potencial de aguas subterráneas en la Cuenca de México..... | 90 |
| 5.4. Análisis zonal de la recarga en la Cuenca de México | 93 |
| 5.5. Análisis de las variables que intervienen en la recarga..... | 93 |
| 5.6. Implicaciones de la recarga potencial en el estrés hídrico de la Cuenca de México..... | 94 |
| VI. LIMITACIONES, CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO | 96 |
| VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 100 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Ubicación y atributos de la zona de estudio a) delimitación de acuíferos administrativos, ubicación de pozos de agua subterránea, estaciones climatológicas e hidrométricas, b) cobertura terrestre de Climate Change Initiative Land Cover, c) Litología del subsuelo del Servicio Geológico Mexicano (SGM), d) Suelos de SoilGrids..... | 16 |
| Figura 2: Diagrama de flujo de trabajo seguido para la estimación de la recarga vertical en los acuíferos de la CM..... | 23 |
| Figura 3: Curvas de retención de humedad en el suelo, propuestas por Thornthwaite y Mather (1957) utilizadas en el modelo SWB por Westenbroek et al. (2010). | 28 |
| Figura 4: Definición numérica de las direcciones de flujo D8 (Westenbroek et al. 2010). | 32 |
| Figura 5: Configuración del modelo SWB a) grupo hidrológico de suelos, b) capacidad de humedad disponible. | 38 |
| Figura 6: Comportamiento temporal de las variables climatológicas de entrada al modelo a) precipitación mensual promedio espacial, b) precipitación anual promedio espacial, de las bases de datos de estaciones climatológicas, CHIRPS y CHIRPS con corrección del sesgo (CHIRPS-C) c) temperatura media promedio espacial para la Cuenca de México, de las bases de datos de estaciones climatológicas y Daymet. | 39 |
| Figura 7: Cuenca de México, Acuíferos y Zonas Geográficas para la presentación y análisis de resultados de la recarga vertical de aguas subterráneas en la CM. | 43 |
| Figura 8: Comparación de la precipitación media mensual de las bases de datos estudiadas. | 44 |
| Figura 9: Comparación entre las series de tiempo de precipitación media en la CM a) Mensual, diagramas de dispersión mensuales b) estaciones vs CHIRPS, c) estaciones vs MERRA2, d) estaciones vs CFSR, e) series anuales de precipitación, diagramas de disección anual f) estaciones vs CHIRPS, g) estaciones vs MERRA2, h) estaciones vs CFSR..... | 45 |
| Figura 10: Diagrama de Taylor de la precipitación en la CM para 1981–2016, para las bases de datos CHIRPS, MERRA2, CFSR y tomando a las series de estaciones de referencia, a) mensual y b) anual..... | 47 |
| Figura 11: Comparación de a) precipitación mensual y d) precipitación anual entre estaciones climatológicas, CHIRPS y CHIRPS con corrección de sesgo (CHIRPS-C) promediados espacialmente sobre la extensión de la Cuenca de México (CM). En las figuras b) y e), respectivamente, se muestra el diagrama de correlación de series temporales de precipitación de | |

CHIRPS frente a las estaciones en intervalos de tiempo mensuales y anuales, y en las figuras c) y f) de CHIRPS-C frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, respectivamente. 48

Figura 12: En las figuras a) y c), respectivamente, se muestra una comparación basada en píxeles de las series temporales de precipitación de CHIRPS frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, y en las figuras b) y d) de CHIRPS-C frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, respectivamente..... 49

Figura 13: Comparación de a) precipitación mensual y d) precipitación anual entre estaciones climatológicas, MERRA2 y MERRA2 con corrección de sesgo (MERRA2-C) promediados espacialmente sobre la extensión de la Cuenca de México (CM). En las figuras b) y e), respectivamente, se muestra el diagrama de correlación de series temporales de precipitación de MERRA2 frente a las estaciones en intervalos de tiempo mensuales y anuales, y en las figuras c) y f) de MERRA2-C frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, respectivamente. 50

Figura 14: En las figuras a) y c), respectivamente, se muestra una comparación basada en píxeles de las series temporales de precipitación de MERRA2 frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, y en las figuras b) y d) de MERRA2-C frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, respectivamente..... 51

Figura 15: Hietograma de precipitación promedio de 1981 a 2016 para la CM, para las bases de datos de Estaciones, CHIRPS, CHIRPS-C, MERRA2 y MERRA2-C..... 52

Figura 16: Diagrama de Taylor de la precipitación en la CM para 1981–2016, para las bases de datos CHIRPS, CHIRPS-C, MERRA2, MERRA2-C y tomando a las series de estaciones de referencia, a) mensual y b) anual..... 53

Figura 17: Comparación entre las series de tiempo de temperatura máxima media en la CM a) Mensual, diagramas de dispersión mensuales b) Estaciones vs Daymet, c) Estaciones vs CFSR, d) Estaciones vs MERRA2, e) series anuales de temperatura máxima, diagramas de disección anual f) Estaciones vs Daymet, g) Estaciones vs MERRA2, h) Estaciones vs CFSR..... 55

Figura 18: Comparación de la evapotranspiración real anual (AET) promediada espacialmente en la CM, donde las líneas de color negro corresponden a los valores de referencia. 56

| | |
|--|----|
| Figura 19: Distribución espacial de la ETR promedio de la CM, para el periodo de 2000-2016 para la configuración Local, CHIRPS y CHIRPS-C, y de 2000-2021 para CHIRPS-Daymet. | 57 |
| Figura 20: Comparación del escurrimiento mensual para a) medidor de caudal El Molinito y b) medidor de caudal San Lucas, donde las líneas de color negro corresponden a los valores registrados en las estaciones de aforo. hm ³ representa hectómetros cúbicos. | 59 |
| Figura 21: Distribución espacial de la precipitación media anual para el periodo 2000-2016 para las configuraciones del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C (M3) y para el periodo 2000-2021 para la configuración CHIRPS-Daymet (M4). | 60 |
| Figura 22: Distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) media anual para el periodo 2000-2016 para las configuraciones del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C (M3) y para el periodo 2000-2021 para la configuración CHIRPS-Daymet (M4)..... | 61 |
| Figura 23: Componentes del balance hídrico del suelo para la CM par las configuraciones del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C (M3) y d) CHIRPS-Daymet (M4). | 63 |
| Figura 24: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2000, 2001 y 2002 usando las cuatro configuraciones del modelo. | 66 |
| Figura 25: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2003, 2004 y 2005 usando las cuatro configuraciones del modelo. | 67 |
| Figura 26: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2006, 2007 y 2008 usando las cuatro configuraciones del modelo. | 68 |
| Figura 27: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2009, 2010 y 2011 usando las cuatro configuraciones del modelo. | 69 |
| Figura 28: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2012, 2013 y 2014 usando las cuatro configuraciones del modelo. | 70 |
| Figura 29: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2015, 2016 y 2017 usando las cuatro configuraciones del modelo. | 71 |
| Figura 30: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2018, 2019, 2020 y 2021 usando la configuración 4 del modelo. | 72 |
| Figura 31: Distribuciones espaciales de la recarga potencial media anual en todo el período de simulación de cada una de las cuatro configuraciones del modelo..... | 73 |
| Figura 32: Porcentaje de la lluvia anual que se convierte en recarga potencial, para las cuatro configuraciones del modelo. | 74 |

| | |
|--|----|
| Figura 33: Serie de tiempo de recarga potencial anual promediada espacialmente sobre la Cuenca de México (CM), para las cuatro configuraciones del modelo. | 77 |
| Figura 34: Recarga potencial mensual promediada espacialmente sobre la Cuenca de México (CM), para las cuatro configuraciones del modelo..... | 77 |
| Figura 35: Recarga potencial media por año para la configuración del modelo a) Local, b) CHIRPS, c) CHIRPS-C y d) CHIRPS-Daymet, donde los recuadros corresponden al rango intercuartíl (25 th -75 th), la línea interior dentro de las cajas corresponde a la mediana y las líneas que se extienden desde los recuadros representa los valores máximos y mínimos. | 79 |
| Figura 36: Recarga potencial media anual por zona geográfica (Figura 6), donde los recuadros grandes corresponden al rango intercuartíl (25 th -75 th), la línea interior dentro de las cajas corresponde a la mediana y las líneas que se extienden desde los recuadros representa los valores máximos y mínimos. | 80 |
| Figura 37. Relaciones empíricas de la recarga potencial anual media con respecto a la precipitación anual media (eje x), la elevación del terreno (tamaño de los círculos) y la geología (color de los círculos)..... | 82 |
| Figura 38: Recarga potencial media anual por acuíferos, donde los recuadros grandes corresponden al rango intercuartíl (25 th -75 th), la línea interior dentro de las cajas corresponde a la mediana y las líneas que se extienden desde los recuadros representa los valores máximos y mínimos. | 84 |
| Figura 39: Recarga potencial media anual de los acuíferos de la CM para la configuración del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C y d) CHIRPS-Daymet (M4). | 85 |
| Figura 40: Comparación de la recarga potencial estimada por Carrera y Gaskin (2008), y la estimada por el modelo CHIRP-D (M4). | 92 |
| Figura 41: Variación temporal de a) porcentaje de precipitación anual que se convierte en recarga potencial (Rec), y b) índice de estrés de aguas subterráneas como la relación entre las extracciones de agua subterránea (AS) y la recarga potencial (Rec). | 95 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1: Métodos para determinar la recarga de aguas subterráneas..... | 7 |
| Tabla 2. Aplicaciones del enfoque de balance hídrico | 12 |
| Tabla 3: Número de concesiones y volumen de extracción de agua subterránea por uso de agua en la Cuenca de México y en la Ciudad de México. El número de títulos y el volumen se derivaron de la base de datos REPDA para 1994-2019. | 17 |
| Tabla 4: Bases de datos globales y de teledetección utilizadas en este estudio. | 18 |
| Tabla 5: Bases de datos terrestres locales utilizadas en este estudio. | 19 |
| Tabla 6: Estaciones hidrométricas utilizadas para la calibración del modelo de recarga potencial en la cuenca de México..... | 19 |
| Tabla 7: Definición de las condiciones de escurrimiento antecedentes utilizadas en el código SWB (Westenbroek et al., 2010). | 25 |
| Tabla 8: Características, texturas y tasas de infiltración para los grupos hidrológicos de suelos (Hawkins et al. 2009). | 31 |
| Tabla 9: Capacidad de retención de agua estimada para varios grupos de textura de suelo. | 31 |
| Tabla 10: Estaciones climatológicas seleccionadas para la validación de las bases de datos globales. | 33 |
| Tabla 11: Configuraciones del modelo utilizadas para simular la recarga potencial en la CM..... | 37 |
| Tabla 12: Números de curva y profundidad de enraizamiento iniciales (Westenbroek et al. 2010). | 41 |
| Tabla 13: Números de curva final y profundidad de enraizamiento. | 41 |
| Tabla 14: Estadísticos aplicados a las series de precipitación mensual y anual. | 46 |
| Tabla 15: Estadísticos aplicados a las series de precipitación originales y con corrección de sesgo en intervalos mensual y anual..... | 52 |
| Tabla 16: Métricas de las simulaciones de escurrimiento mensual para las cuatro configuraciones del modelo. hm ³ representa hectómetros cúbicos. | 59 |
| Tabla 17: Valores medios por año de recarga potencial promedio espacial para las cuatro configuraciones del modelo, de la CM..... | 75 |
| Tabla 18: Recarga potencial media anual por zonas geográficas (ver Figura 6 para ubicación).. | 81 |
| Tabla 19: Recarga potencial media anual por acuíferos de la CM..... | 84 |

RESUMEN

La estimación de la recarga regional de aguas subterráneas (RRAS) es crucial para mejorar las estrategias de gestión del agua; sin embargo, las bases de datos locales terrestres son discontinuas en el tiempo y espacio, lo que limita la estimación de la recarga de manera regional. Por tal motivo, en este estudio se propuso un enfoque práctico pero a la vez robusto, para caracterizar la distribución temporal y espacial de la RRAS utilizando información de percepción remota y modelos hidrológicos globales. Esta estrategia se aplicó a toda la Cuenca de México (CM), una región con alto estrés hídrico que depende de las aguas subterráneas para la mayor parte de su suministro doméstico. Usamos el modelo Soil Water Balance (SWB) para estimar la RRAS de 2000-2021 en una cuenca de $\sim 9,600 \text{ km}^2$ con una población de ~ 25 millones de personas en el centro de México, incluida la Ciudad de México y su área metropolitana, donde el agua subterránea representa la fuente de agua más importante. Para compensar la falta de información hidrogeológica local, empleamos datos de precipitación derivados de percepción remota y modelos globales, como *Climate Hazards Center InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS), *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2* (MERRA-2), *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR); temperatura de la base de datos *Daily Surface Weather and Climatological Summaries* (DAYMET); uso del suelo del producto *Climate Change Initiative Land Cover* (CCI-LC); y los tipos de suelo de la base de datos global SoilGrids. El modelo de RRAS se calibró utilizando el escurrimiento registrado en estaciones hidrométricas y la evapotranspiración real de ecuaciones empíricas y datos de percepción remota. Se compararon cuatro configuraciones de modelos, incluidos registros climatológicos de estaciones terrestres locales (M1), precipitación de CHIRPS (M2), precipitación con corrección de sesgo de CHIRPS (M3) y CHIRPS-Daymet (M4). La RRAS media anual estimada en toda la CM utilizando las configuraciones M1, M2, M3 y M4 fue de 40, 49, 43 y 48 mm/año (12.46, 14.78, 13.08 y 14.62 m^3/s), respectivamente. Todas las configuraciones del modelo coincidieron en que el suroeste de la CM, a lo largo de la Sierra de las Cruces y la Sierra de Chichinautzin, representa el área dominante de recarga de agua subterránea, mientras que la recarga potencial en una gran parte de la Ciudad de México y su región metropolitana del norte es despreciable; Sin embargo, se obtuvieron diferencias en los valores de recarga entre los cuatro modelos en elevaciones altas debido a la falta de estaciones climatológicas, lo que derivó en valores subestimados de la recarga para el modelo local (M1). Los resultados sugieren que la precipitación anual y la recarga

potencial siguen una relación potencial regida por la elevación y la litología superficial. Llegamos a la conclusión de que las bases de datos globales y de percepción remota pueden utilizarse con éxito para representar cambios regionales en los patrones de recarga potencial dentro de acuíferos con datos limitados, en particular en la CM las bases de datos de percepción remota que tienen mejor desempeño para estimar la variabilidad espacio temporal de la recarga potencial son la CHIPRS para la precipitación y Daymet para la temperatura, que integran la configuración de entrada del modelo CHIRPS-Daymet (M4). Por otro lado, la metodología desarrollada en esta investigación puede ser extrapolada a otras partes del mundo con entornos geológicos e hidrogeológicos similares para establecer cambios en la recarga regional, lo que puede ser particularmente benéfico en países de bajos ingresos donde los datos específicos del sitio a menudo están incompletos y desactualizados.

ABSTRACT

The estimation of the regional groundwater recharge (RGWR) is crucial to improve water management strategies; however, the local terrestrial databases are discontinuous in time and space, which limits the estimation of the recharge in a regional way. For this reason, in this study a practical but robust approach was proposed to characterize the temporal and spatial distribution of the RGWR using remote sensing information and global hydrological models. This strategy was applied to the Basin of Mexico (CM), a region with high water stress that depends on groundwater for most of its domestic supply. We use the Soil Water Balance (SWB) model to estimate the RRAS from 2000-2021 in a $\sim 9,600$ km² basin with a population of ~ 25 million people in central Mexico, including Mexico City and its metropolitan area, where groundwater represents the most important source of water. To compensate for the lack of local hydrogeological information, we use precipitation data derived from remote sensing and global models, such as the Climate Hazards Center InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS), Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), Climate Forecast System Reanalysis (CFSR); temperature from the Daily Surface Weather and Climatological Summaries (DAYMET) database; land use product Climate Change Initiative Land Cover (CCI-LC); and soil types from the global SoilGrids database. The RGWR model was calibrated using runoff recorded at hydrometric stations and actual evapotranspiration from empirical equations and remote sensing data. Four model configurations were compared, including weather records from local ground stations (M1), CHIRPS precipitation (M2), CHIRPS bias-corrected precipitation (M3), and CHIRPS-Daymet (M4). The annual average RGWR estimated in the BM using the M1, M2, M3 and M4 configurations was 40, 49, 43 and 48 mm/year (12.46, 14.78, 13.08 and 14.62 m³/s), respectively. All model configurations agreed that the southwest of the CM, along the Sierra de las Cruces and the Sierra de Chichinautzin, represents the dominant area of groundwater recharge, while potential recharge in a large part of the Mexico City and its northern metropolitan region is negligible; However, differences in recharge values were obtained between the four models at high elevations due to the lack of weather stations, which led to underestimated recharge values for the local model (M1). The results suggest that annual precipitation and potential recharge follow a potential relationship governed by elevation and surface lithology. We conclude that global and remote sensing databases can be used successfully to represent regional changes in potential recharge patterns

within data-limited aquifers, in particular, in the CM, the remote sensing databases that have the best performance for estimating the spatiotemporal variability of potential recharge are CHIRPS for the dispenser and Daymet for temperature, which integrate the input configuration of the CHIRPS-Daymet model (M4). On the other hand, the methodology developed in this research can be extrapolated to other parts of the world with similar geological and hydrogeological settings to establish changes in regional recharge, which may be particularly beneficial in low-income countries where site-specific data to They are often incomplete and out of date.

I. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.

A nivel mundial, los recursos de agua dulce son cada vez más escasos debido al crecimiento de la población y la degradación ambiental exacerbada por los efectos del cambio climático. Esto vulnera el desarrollo sostenible y plantea desafíos de gestión que deben establecer un equilibrio entre la garantía de la sostenibilidad a largo plazo y las demandas futuras de diversos sectores.

El agua subterránea representa el ~97% del agua dulce disponible ([World Resources Institute 1990](#)), una vez considerada un recurso abundante y económico que ayudó a impulsar el rápido desarrollo, está ahora en riesgo de agotamiento o a la contaminación ([Konikow y Kendy 2005](#)). Debido a que la extracción del agua subterránea a menudo se desarrolla sin una comprensión adecuada del equilibrio entre su ocurrencia, en el espacio y el tiempo, y la reposición es decir, la recarga, se convierte en un componente clave para comprender completamente el proceso del ciclo hidrológico a escala local, intermedia y regional.

Por ello, las estimaciones de la recarga de aguas subterráneas son cruciales para mejorar las estrategias de gestión y son requeridas en varias aplicaciones hidrogeológicas, como el análisis de flujo base en interacciones entre acuíferos someros y ríos ([Zomlot et al. 2015](#)), administración de ecosistemas ribereños ([Singh et al. 2021](#)), transporte de solutos en medios no saturados ([Nativ et al. 1995](#)), hidrogeología urbana ([Tubau et al. 2017](#)), desarrollo de plumas contaminantes ([Birla et al. 2020](#)), delineación de perímetros para protección de pozos ([Fienen et al. 2022](#)) o cartografía de la vulnerabilidad ([Torkashvand et al. 2021](#)), entre otras.

La recarga es un componente fundamental en el balance hídrico, sin embargo es uno de los parámetros más difíciles de estimar, ya que es virtualmente imposible de medir directamente y depende de un gran número de factores, por lo que debe inferirse a partir de otras mediciones. En general, la evaluación de la recarga plantea un gran desafío científico, ya que este factor depende del tiempo y del espacio, y se basa en una gran parametrización, que depende, a su vez, de la geología superficial/subsuperficial, el tipo de suelo, la cobertura vegetal, la topografía, la hidrología y la climatología, además de la influencia humana, como lo han reportado [Simmers \(1987, 1997\)](#), [Sharma \(1989\)](#), [Lerner et al. \(1990\)](#), y [Scanlon et al. \(2002\)](#). Esto ha generado a que a lo largo de la historia se hayan desarrollado numerosos métodos utilizando una amplia gama de técnicas y considerando diferentes fuentes de datos, como los métodos de balance hídrico, los enfoques darciánicos, las técnicas de trazado y los métodos empíricos desarrollados

para estudios de casos particulares. Dependiendo del marco teórico y el principio, cada estrategia proporciona ventajas, inconvenientes y rangos de incertidumbre inherentes para estimaciones de recarga puntual o difusa, en diferentes escalas de espacio-tiempo, como lo han reportado [Simmers \(1987, 1997\)](#), [Sharma \(1989\)](#), [Lerner et al. \(1990\)](#), y [Scanlon et al. \(2002\)](#).

Las evaluaciones de recarga regional son particularmente cruciales en cuencas áridas y regiones dependientes de acuíferos donde el agua subterránea es la principal fuente de suministro de agua. Sin embargo, la confiabilidad de las estimaciones de la recarga depende en gran medida de la calidad y cantidad de los datos disponibles, las cuales se ven limitadas en cuencas y sistemas de aguas subterráneas con escaso o nulo monitoreo.

La Cuenca de México (CM) es una de las regiones más pobladas de México, con más de 25 millones de habitantes, incluida la Ciudad de México y su área metropolitana, una de las megaciudades más importantes del mundo que depende en gran medida de agua subterránea ([INEGI 2020](#)). El uso actual de agua asciende a $61 \text{ m}^3/\text{s}$ ($1923.69 \text{ hm}^3/\text{año}$) en toda la cuenca, de los cuales $\sim 65\%$ son abastecidos por $\sim 2,800$ pozos, que extraen el agua subterránea de un sistema acuífero regional compuesto por sedimentos aluviales del Cuaternario-Terciario, rocas piroclásticas y lavas fracturadas, cubierto por un acuitardo lacustre compresible de extensión y espesor variable.

La evidencia ha demostrado que la extracción intensiva de agua subterránea en la Cuenca de México (CM) se ha realizado desde mediados del siglo XX ([Marsal y Mazari, 1959](#)), en una condición en la que el bombeo a largo plazo excede la recarga. Como resultado, se desencadenaron varios efectos negativos, que incluyen tasas de abatimiento excesivas ($>1.5\text{--}2 \text{ m/año}$), degradación hidrogeoquímica, inversión del gradiente hidráulico vertical, consolidación del acuitardo y subsidencia del terreno, alcanzando una tasa máxima de hasta $\sim 40 \text{ cm/año}$ ([Cabral-Cano et al. 2008](#); [Chaussard et al. 2014, 2021](#); [Cigna y Tapete 2021](#); [CONAGUA 2020](#); [Fernández-Torres et al. 2022](#); [Hernández-Espriú et al. 2014](#); [Huizar-Álvarez et al. 2004](#); [Solano-rojas et al. 2015](#)).

En general, la distribución espacio-temporal de la recarga del agua subterránea en la CM es un proceso relativamente poco estudiado. De acuerdo con la revisión de la literatura, se han identificado por lo menos 5 trabajos en los que se ha estudiado la recarga en la Cuenca de México. [Ortega y Farvolden \(1989\)](#) utilizaron un modelo bidimensional en elemento finito en

estado estacionario en sección transversal con el que estimaron un porcentaje que va del 30 al 50% de la precipitación media en las zonas de las montañas del sur, utilizando datos de 1967, 1976 y 1983; por su parte la [DGCOS \(1994\)](#) usó un valor de 15.6 m³/s (51 mm/año) como entrada de su modelo de aguas subterráneas para la ZMCM, [Birkle et al. \(1998\)](#) utilizaron un balance hídrico de largo plazo para la cuenca de México en el que se estimó un rango de recarga que va de 13 a 19 m³/s (42 a 62 mm/año), en el periodo de 1980-1985; [Carrera y Gaskin \(2008\)](#) realizaron un balance hídrico del suelo a un intervalo de tiempo diario con el que estimaron tasas de recarga de 10 a 24 m³/s (32 a 78 mm/año), para toda la Cuenca de México en el periodo de tiempo que va de 1975-1986; La [CONAGUA DOF \(2020\)](#) reporta un gasto de recarga de 38 m³/s (124 mm/año) estimado mediante un balance general de aguas subterráneas a nivel de acuífero administrativo; [Palma et al. \(2022\)](#) estimaron la recarga natural en la Cuenca de México con el método APLIS (para medios kársticos), con el que obtuvieron valores de recarga que van de 36.6 – 44.9 m³/s (120 a 147 mm/año), en intervalos de tiempo de 5 años presentando valores de 1980, 2000, 2005, 2010 y 2015.

La escasez de estudios con bases científicas sólidas para la estimación de la recarga en la CM puede estar asociada a la falta de los datos hidrogeológicos abiertos (por ejemplo, niveles de aguas subterránea, cortes geológicos en pozos, pruebas de bombeo, análisis hidrogeoquímicos) por lo que el objetivo de este trabajo es proporcionar un enfoque práctico pero robusto para estimar la distribución temporal y espacial de la recarga de agua subterránea en regiones con escasez de datos, con su aplicación en la CM. Para ello utilizamos datos diarios de precipitación acumulada en 24 horas derivados de percepción remota y modelos globales, como *Climate Hazards Center InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS), *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2* (MERRA-2) desarrollado por la Oficina de Asimilación y Modelado Global de la NASA, *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) un producto de reanálisis global acoplado (tercera generación) de los Centros Nacionales de Predicción Ambiental (NCEP); temperatura de la base de datos *Daily Surface Weather and Climatological Summaries* (DAYMET) generada por la NASA para Norteamérica; uso del suelo del producto *Climate Change Initiative Land Cover* (CCI-LC), un conjunto de datos producido por la ESA (*European Space Agency*) obtenidos por sensores remotos y algoritmos de Machine Learning; y propiedades del suelo de la base de datos global SoilGrids, un producto de datos de suelos global generado en ISRIC — *World Soil Information*. Esta información se utilizó como

datos de entrada del Soil Water Balance (SWB) (Dripps y Bradbury 2007 ; Westenbroek et al. 2010, Westenbroek et al. 2018) del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), el cual es un modelo hidrológico distribuido de escala diaria que se utiliza para determinar la recarga del agua subterránea y otros componentes del balance. Esta metodología fue propuesta para desarrollar los objetivos de esta investigación que se presentan a continuación:

1.1 OBJETIVOS

Objetivo General

- Caracterizar regionalmente la variación espacial y temporal de la recarga potencial en la Cuenca de México para el periodo de 2000-2021 utilizando modelado numérico del balance de agua y datos derivados de percepción remota.

Objetivos particulares

1. Usar bases de datos, de cobertura terrestre y unidades de suelo globales para estimar la recarga potencial en la Cuenca de México.
2. Validar y corregir bases de datos globales involucradas en el modelo de análisis.
3. Comparar las estimaciones de la recarga potencial determinada a partir de datos y modelos globales, usando datos directos locales.
4. Generar una metodología para determinar la recarga potencial en zonas con escasez de datos, reproducible para zonas del mundo con entornos similares a la CM.

II. MARCO TEÓRICO

2.1. Métodos para estimar la recarga de acuíferos.

La recarga puede definirse como la entrada de agua subterránea a la zona saturada y se puede clasificar en función de su ocurrencia espacial: la recarga difusa se deriva de la precipitación o el riego en grandes áreas, mientras que la recarga puntual (localizada) ocurre en depresiones topográficas como arroyos y lagos (Scanlon 2002). La recarga de acuíferos fue clasificada por Lerner *et al.* (1990) como recarga real, que es el agua que llega a la zona saturada (superficie freática) y recarga potencial, que es el agua que podría estar disponible para recargar pero que por situaciones específicas se podría transformar en escurrimiento o quedar almacenada en la zona no saturada. La recarga de agua subterránea es variable debido a factores naturales como el clima, la cobertura del suelo, la geología, la morfología, el momento y la intensidad de las lluvias, el tipo de suelo y la vegetación (de Vries and Simmers 2002; Ruiz 2015; Castillo *et al.* 2021). Finch (1998) explica el hecho de que la vegetación disminuye la recarga: ya que cuando aumenta la profundidad de las raíces, la recarga del acuífero se ve disminuida a medida que se desarrollan mayores déficits de humedad en el suelo, los cuales deben reponerse antes de que el suelo alcance la capacidad de campo, que es cuando el suelo comenzará a drenarse. Las principales fuentes de recarga son la infiltración de la lluvia, la recarga a lo largo de los ríos, los lagos, el flujo de retorno del riego y el aporte a través del flujo subterráneo horizontal por gradiente hidráulico natural (Israil *et al.* 2006; J. H. Kim and Jackson 2012; Singh 2022).

La primera etapa de un estudio de recarga en un área que no se ha estudiado previamente debe incluir la recopilación de datos existentes del clima, la hidrología, la geomorfología y la geología. Estos datos se utilizan para desarrollar un modelo conceptual de recarga en el sistema que describa la ubicación, el momento y los posibles mecanismos de recarga y proporciona estimaciones iniciales de las tasas de recarga (Scanlon *et al.* 2002).

Las relaciones entre la recarga de aguas subterráneas y las variables físicas han sido de interés científico y práctico durante mucho tiempo. Estudios previos han identificado factores climáticos y geológicos como los principales controles ambientales en la tasa de recarga de agua subterránea (Freeze and Cherry 1979; Bredenkamp 1988; Lvovitch 1970; Jan *et al.* 2007; Stonestrom and Harrill 2007). Por el contrario, la recarga normalmente disminuye con el aumento de evapotranspiración potencial (PET), que es una expresión de la cantidad de energía

disponible para evaporar el agua ([Thornthwaite and Mather 1957](#)). Una vez en el suelo, el movimiento del agua está influenciado por el gradiente de energía, la textura y estructura del suelo, con suelos más arenosos que tienden a tener mayores tasas de recarga y suelos más arcillosos que tienen una mayor tortuosidad y un movimiento de agua más limitado ([Athavale, Murti, and Chand 1980](#); [Kennett-Smith, Cook, and Walker 1994](#)). Estas relaciones generales son importantes para su uso en algunos modelos globales (p.e. [Döll et al. 2003](#)).

La información sobre la topografía, el uso del suelo, cobertura del suelo, así como los tipos de suelo se combinan para definir los sistemas geomorfológicos que controlan la recarga. Tales sistemas están estrechamente relacionados con los sistemas geológicos subyacentes ([Scanlon et al. 2002](#)).

Las variaciones en la geomorfología reflejan las diferencias en la topografía, la vegetación y el tipo de suelo, lo que puede afectar la recarga. [Tóth \(1963\)](#) demostró el impacto que tiene la topografía en las rutas locales y regionales del flujo de aguas subterráneas, en donde el agua en un sistema de flujo regional viaja mayores distancias y a menudo descarga en ríos principales, grandes lagos o en el océano. Un sistema de flujo intermedio es caracterizado por una o más crestas y valles localizados entre su recarga y el área de descarga, pero, a diferencia del sistema de flujo regional no ocupa al mismo tiempo las zonas montañosas y zonas bajas de la cuenca. [Freeze y Cherry \(1979\)](#) sugieren que las tierras altas son áreas de recarga y las tierras bajas son áreas de descarga, sin embargo, [Scanlon et al. \(2002\)](#) expresa que esto es cierto en regiones húmedas, pero que en valles aluviales áridos la recarga ocurre usualmente en topografías bajas en canales y arroyos efímeros.

Se ha encontrado que la recarga suele ser mucho mayor en las regiones no vegetadas que en las vegetadas ([Gee et al. 1994](#)) y mayor en áreas de cultivos anuales y pastos que en las áreas de árboles y arbustos ([Prych 1998](#)). Por lo tanto, la información sobre el uso del suelo y cobertura del suelo es importante para evaluar la recarga.

Existen diversas técnicas para cuantificar la recarga ([Healy 2010](#); [Lerner et al. 1990](#); [Scanlon et al. 2002](#)), que toman en cuenta la escala espacial y temporal, el rango y la fiabilidad de las estimaciones, por lo que tener claro el objetivo del estudio es de suma importancia para la selección de la metodología. Los objetivos típicos comprenden la evaluación de recursos hídricos a gran escala espacial y temporal, y la evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación a escala

de acuífero. En ambos casos se requiere información suficiente sobre la variabilidad espacial de las variables involucradas para la estimación de la recarga, tal como se presenta en la Tabla 1.

Tabla 1: Métodos para determinar la recarga de aguas subterráneas.

| Métodos para Estimar la Recarga | | | |
|---|---|---|--|
| Enfoque metodológico o basado en | Método | Aplicación | Autores |
| Aguas superficiales | Balance hídrico de ríos y canales de agua | Estimación de pérdidas o ganancias de agua superficial | Lerner (1997); Lerner, Issar, and Simmers (1990); Rushton (1997) |
| | Medidores de filtración | Mediciones de la infiltración de cuerpos de agua. | David R. Lee and Cherry (1979); David Robert Lee (1977); Rosenberry, Labaugh, and Hunt (2008) |
| | Trazador de calor | Estimar la infiltración proveniente de cuerpos de agua superficiales | Custodio (1998) |
| | Trazadores isotópicos | Los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno se utilizan para identificar la recarga de aguas subterráneas proveniente de de ríos y lagos | Taylor et al. (1989, 1992) |
| | Modelos numéricos | El modelo de cuenca hidrográfica (lluvia-escurrimiento) se usa para estimar las tasas de recarga en áreas grandes | Dripps and Bradbury (2007); Kite (1995); Leavesley, G. H., Stannard, L. G., Singh (1995); Salama et al. (1993); Westenbroek et al. (2018) |
| Zona no saturada | Plano de flujo cero | El método del plano de flujo cero es un método de balance de agua aplicado sobre un volumen de control que consiste en un intervalo de profundidad discreto de la zona no saturada. | Arya, Farrell, and Blake (1975); Delin et al. (2000); Delin and Herkelrath (2005); Dreiss and Anderson (1985); R. W. Healy (1989); Jiang et al. (2017); Richards, Gardner, and Ogata (1956); Román et al. (1996); Royer and Vachaud (1974); Schwartz, Baumhardt, and Howell (2008); Wellings (1984); Zhao et |

| Métodos para Estimar la Recarga | | | |
|---|--|--|---|
| Enfoque metodológico o basado en | Método | Aplicación | Autores |
| | | | al. (2021) |
| | Lisímetros | Los lisímetros son tanques o bloques instrumentados llenos de suelo alterado o inalterado, con o sin vegetación donde el flujo que circula a través de él puede ser medido | R. Allen et al. (1991); Brutsaert (1981); Evett, Warrick, and Matthias (1995); Gee et al. (1994); Ward and Gee (1997); Young, Wierenga, and Mancino (1996) |
| | Modelos Darcianos de flujo | La estimación de la recarga con la técnica de Darcy consiste en encontrar valores de cargas hidráulicas a partir de las ecuaciones de Richards, en la zona no saturada | Ahuja and El-Swaify (1979); Enfield, Hsieh, and Warrick (1973); Richards (1931) |
| | Trazadores (bromuro, ³ H y colorantes visibles) | Estimar la infiltración de precipitación o irrigación | Kung (1990) |
| | Modelos numéricos | Se desarrollaron para simular el flujo de agua y el transporte de solutos a través de la zona vadosa hasta el acuífero | Fayer (2000); A. L. Flint et al. (2002); Hsieh, Wingle, and Healy (2000); Kim, Stricker, and Torfs (1996); Ross (1990); Simmons and Meyer (2000); Simunek, Sejna, and Genuchten (1996); Stothoff (1995) |
| Zona saturada | Método de fluctuación del nivel freático (WTF) | Se basa en la premisa de que los aumentos en los niveles de agua subterránea en los acuíferos no confinados se deben a la recarga del agua que llega al nivel freático | Gerhart (1986); Hall and Risser (1993); Richard W Healy and Cook (2002); Meinzer and Stearns (1927); Rasmussen and Andreasen (1959); Schicht and Walton (1961) |

| Métodos para Estimar la Recarga | | | |
|---|-----------------------------------|--|---|
| Enfoque metodológico o basado en | Método | Aplicación | Autores |
| | Modelos Darcianos de flujo | La estimación de la recarga con la técnica de Darcy consiste en encontrar valores de cargas hidráulicas a partir de las ecuaciones de Boussinesq, en la zona saturada | Forchheimer (1930); Hantush (1956); Theis (1937) |
| | Fechamiento de aguas subterráneas | Los trazadores históricos o los marcadores de eventos, como el tritio (³ H) proveniente de las ensayos de bombas nucleares, se utilizan tanto en zonas no saturadas como saturadas para estimar la recarga | Allison and Hughes (1975); P. G. Cook et al. (1998); P. G. Cook and Solomon (1997); Peter G. Cook and Böhlke (2000); Dunkle et al. (1993); Egboka et al. (1983); Pearson and White (1967); Robertson and Cherry (1989); Schlosser et al. (1989); Solomon et al. (1995); Szabo et al. (1996) |
| | Trazadores Ambientales-Cloruro | El enfoque de balance de masa de cloruro (CMB) se puede utilizar en la zona no saturada y saturada para estimar la recarga de agua subterránea, considerando que el cloruro es un soluto conservativo. | Peter G Cook, Herczeg, and McEwan (2001); Eriksson and Khunakasem (1969); Johnston (1987); Manna et al. (2016); Sami and Hughes (1996); Wood and Sanford (1995) |
| | Modelos Numéricos | La calibración o inversión del modelo de agua subterránea se usa para predecir las tasas de recarga a partir de la información sobre los cargas hidráulicas, la conductividad hidráulica y otros parámetros. | Cedergren (1989); Portniaguine and Solomon (1998); Sanford (2002) |

De todas las mostradas en la Tabla 1, las técnicas basadas en balances hidricos en la zona no saturada proporcionan estimaciones de la recarga potencial, mientras que las que se fundamentan en datos de aguas subterráneas proporcionan estimaciones de la recarga real. La

incertidumbre asociada a cada método corrobora la necesidad de aplicar varias técnicas distintas para aumentar la fiabilidad de las estimaciones de la recarga.

[Scanlon et al. \(2002\)](#) consideran apropiado realizar una clasificación según la procedencia de los datos que utiliza cada técnica incluyendo una clasificación secundaria donde los métodos se subdividen en técnicas físicas, técnicas de trazadores y modelos numéricos; así, el primer grupo incluye los métodos que toman datos en la superficie, el segundo grupo está constituido por las técnicas que utilizan los datos de la zona no saturada y finalmente el tercer grupo reúne los métodos que utilizan los datos de la zona saturada.

2.1.1. Balances hídricos

Un balance hídrico consiste en la aplicación del principio de conservación de la masa durante un periodo, a una región de volumen conocido y definida por condiciones de frontera. Para la determinación de un balance en un sistema hídrico se requiere conocer o medir los flujos de entrada y salida de agua, así como la variación de su almacenamiento ([Healy 2010](#)).

El campo de aplicación de un balance hídrico se puede extender a nivel cuenca o acuífero, o bien subdivisiones de los mismos. También se puede realizar sobre uno o todos los componentes del ciclo hidrológico que actúan sobre ellos. Para la estimación de la recarga en los acuíferos se suele realizar balances hídricos, en la zona no saturada, en el propio acuífero, o en cualquier elemento de un sistema hídrico.

Los balances hídricos se suelen realizar a diferentes escalas temporales, en donde los balances mensuales suelen dar estimaciones menos precisas que los balances diarios, lo que es más evidente en zonas áridas y semiáridas donde la recarga suele concentrarse durante unos pocos eventos individuales extremos de corta duración. Los métodos de balance tienen varias ventajas ([Scanlon et al. 2002](#)):

- Buena disponibilidad de datos iniciales (pluviometría, niveles piezométricos, caudales, etc.).
- La facilidad, rapidez de aplicación y reducido costo de ejecución.
- Su aplicabilidad a todo tipo de recarga y procedencia del agua.
- Pueden aplicarse a múltiples escalas espacio-temporales.

Los inconvenientes y limitaciones principales se deben a la dificultad de estimar ciertos componentes del balance hídrico como el escurrimiento superficial y sub-superficial, la evapotranspiración potencial (ETP) o la evapotranspiración real (ETR).

El primer paso en un análisis de un balance hídrico es seleccionar uno o más volúmenes de control para el estudio, es decir, un espacio físico delimitado por fronteras definidas por el especialista, quien debe tomar en cuenta en dónde y cuándo ocurre la recarga, si la recarga es focalizada o difusa, y qué tipos de datos están disponibles (Healy 2010).

Hay diferentes expresiones para calcular la recarga a partir de un balance hídrico según el volumen de control escogido y según las subdivisiones que se hagan a las entradas, salidas o cambios en el almacenamiento. La expresión más sencilla es:

$$R = P - E_s - ET - \Delta S \quad (1)$$

Dónde R es la recarga, P la precipitación, E_s el escurrimiento, ET la evapotranspiración y ΔS el cambio en el almacenamiento. Esta ecuación es válida si se asume que la recarga es igual al flujo subterráneo o descarga y si se toma la precipitación (P) como única entrada al sistema, luego de asumir que la división de la cuenca coincide con la divisoria de aguas subterráneas y por lo tanto no hay entrada de flujo desde acuíferos vecinos (Freeze y Cherry 1979).

La forma más común de estimar la recarga mediante el método del balance hídrico es el enfoque indirecto o "residual", mediante el cual se miden o estiman todas las variables en la ecuación de balance y se despeja la recarga. Los métodos no se ven obstaculizados por ninguna presuposición en cuanto a los mecanismos que controlan los componentes individuales, por lo tanto, se pueden aplicar en una amplia gama de escalas espaciales y temporales, desde lisímetros (centímetros, segundos) hasta modelos climáticos globales (kilómetros, siglos) (Scanlon *et al.* 2002).

Algunos autores (Gee *et al.* 1994; Hillel and Baker 1988; Lerner, Issar, and Simmers 1990; I. Simmers *et al.* 1997) han cuestionado la utilidad de los métodos de balance de agua en regiones áridas y semiáridas. Sin embargo, Scanlon *et al.* (2002) menciona que, si bien el balance de agua se calcula en un intervalo de tiempo diario, P puede exceder a ET en un solo día, incluso en entornos áridos. Por lo que promediar durante periodos más largos (semanas o meses) tiende a

amortiguar los eventos de precipitación extrema, que son los que producen la recarga en zonas áridas y semiáridas.

Se han desarrollado una variedad de códigos de balance hídrico del suelo para estimar la recarga potencial de las aguas subterráneas (Batelaan and De Smedt 2007; Dripps and Bradbury 2007; Finch 2001; A. Flint and Flint 2007; Giambelluca 1983; Hendrickx 1992; Johnson 2012; Schroeder et al. 1994; Usgs 2008; Westenbroek et al. 2018). Sin embargo, la mayoría de estos códigos usan software propietario o son complicados de operar. El código **Soil Water Balance (SWB)** se encuentra disponible gratuitamente y se ha desarrollado recientemente para estimar la distribución espacial y temporal de la recarga natural de agua subterránea en climas templados y húmedos en un intervalo diario y en una resolución de cuadrícula variable (Dripps and Bradbury 2007; Westenbroek et al. 2018). Este modelo se ha utilizado en diversos estudios en todo el mundo, con diferentes enfoques (Tabla 2).

Tabla 2. Aplicaciones del enfoque de balance hídrico

| Autor | Zona de aplicación | Tipo de modelo | Tipo de Clima | Hallazgos más importantes |
|--------------------------|--------------------|--|-----------------|---|
| Sophocleous (1991) | Zona no saturada | Balance hídrico y fluctuación del nivel piezométrico | Húmedo | La combinación de ambos métodos proporciona valores efectivos de almacenamiento. |
| Finch (1998) | Zona radicular | Balance hídrico | | Determino una alta sensibilidad de los parámetros de humedad del suelo, en particular la profundidad de enraizamiento y el contenido de agua disponible y el agua drenable en el campo. |
| Yeh et al. (2007) | Zona radicular | Balance hídrico, Flujo base | | Se obtienen valores de recarga semejantes por ambos métodos. |
| Dripps y Bradbury (2007) | Zona radicular | Balance hídrico | Templado húmedo | Estimación de la recarga a partir de datos de suelo, de cobertera terrestre, topográficos y climáticos |
| Tilahun y Merkel (2009) | Zona radicular | Balance hídrico | Semiárido | Determinaron que la recarga es del 5% de la precipitación en Dire Dawa, una región semiárida de Etiopía |
| Chung et al. (2010) | Zona no saturada | Balance hídrico | Cálido húmedo | Los resultados del modelado hidrológico muestran que la tasa de recarga media anual debe estimarse mediante una simulación continua a |

| Autor | Zona de aplicación | Tipo de modelo | Tipo de Clima | Hallazgos más importantes |
|--------------------------------|--------------------|--|---------------|--|
| | | | | largo plazo con una técnica de modelado hidrológico distribuido, en Mihocheon en Corea del Sur. |
| <i>Mair et al. (2013)</i> | Zona radicular | Balance hídrico | Cálido húmedo | La recarga anual media bajo el escenario base se encontraba dentro del rango de las estimaciones anteriores y sólo ligeramente inferior a la media de los cuatro estudios de recarga anteriores (902 mm), en la isla de Jeju en Corea del Sur |
| <i>Mohammedi et al. (2014)</i> | Zona no saturada | Balance hídrico (Dos enfoques, componentes que entran y componentes que salen) | Semiárido | La comparación de los resultados de los dos enfoques muestra una diferencia considerable con un promedio de 91.30 millones de m ³ /año para la recarga anual |
| <i>Hornero et al. (2016)</i> | Zona no saturada | Balance hidrico, Balance de masa de Cloruro | Semiárido | La distribución regional de las tasas medias de recarga obtenidos con balance de masa de cloro (CMB) por sus siglas en ingles, tiene un patrón de gradiente inverso al gradiente de altitud y en consonancia con la dirección del principal flujo regional de agua subterránea. En la cuenca de Aina España. |
| <i>Baalousha et al. (2018)</i> | Zona radicular | Balance hídrico | Árido | Los resultados obtenidos en este estudio para el año hidrológico 2013/2014 muestran que la recarga total de agua subterránea es de aproximadamente 14 millones m ³ , y se concentró más en la parte norte de Qatar. |

III. METODOLOGÍA Y BASES DE DATOS.

3.1. Breve descripción de la zona de estudio.

El área de estudio corresponde a la Cuenca de México (CM), una cuenca endorreica de ~9,600 km² (Figura 1) que, durante los últimos siglos, se ha conectado a través de canales artificiales al río Tula en el noroeste de la Ciudad de México para drenar el exceso de agua superficial hacia el Golfo de México (SACMEX, 2018). La CM se ubica entre las coordenadas 99°25'47"W a 98°11'48"W de longitud y 19°03'19"N a 20°11'20"N de latitud y presenta una elevación topográfica que va desde los 2,220 a los 5,200 m.s.n.m., con una elevación media de 2,550 m.s.n.m. La superficie de la CM incluye a la Ciudad de México y su área metropolitana, con ~21.8 millones de habitantes (INEGI, 2020), lo que representa ~88% de la población total de la cuenca.

La CM presenta un clima templado con una temperatura media que oscila entre 15 y 25 °C, y una precipitación media de 700 mm/año, donde el 80% de la precipitación anual se acumula de junio a octubre; sin embargo, la precipitación anual varía desde ~1,300 mm/año en la Sierra de las Cruces, al suroeste, hasta 430 mm/año en el norte de la CM.

Las tierras de cultivo son la cobertura terrestre predominante con ~51% de la extensión de la Cuenca de México (CM), seguidas por las áreas urbanas con ~19% (Figura 1.b). Otros usos de la tierra predominantes son los bosques con ~16% del área de la cuenca y los matorrales que representan ~8%. Estos cuatro usos de suelo representan el 94% del área de CM; sin embargo, la zona urbana cubre el ~50% de la superficie de la Ciudad de México, seguida por los bosques y tierras de cultivo con 24 y 18%, respectivamente.

Existe una gran diversidad de suelos en la cuenca, sin embargo, los de mayor presencia son los phaeozem que son suelos ricos en materia orgánica, representando ~47% del área de CM, ubicada principalmente en el norte y noroeste de la cuenca. Los luvisoles cubren ~22% de la CM y están ubicados en la Sierra de las Cruces, Sierra de Chichinautzin y Sierra Nevada, en el suroeste, sur y sureste de la Ciudad de México (Figura 1.d), respectivamente. Los leptosoles y vertisoles cubren ~14 y ~9% de la CM, respectivamente, donde los vertisoles se extienden sobre el antiguo sistema lacustre de Texcoco.

La Cuenca de México (CM) se ubica en la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, un arco volcánico continental de 1000 km que cruza desde los estados de Nayarit a Veracruz

(Ferrari et al. 1999). La Sierra de las Cruces al suroeste de la CM formada de norte a sur por los volcanes La Catedral, La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, Ajusco, La Corona y Zempoala, además de otras estructuras menores, se caracteriza por la presencia de rocas de composición química andesita-dacita y toba andesita de los períodos Plioceno y Pleistoceno. La Sierra de Chichinautzin, en el sur, está formada principalmente por rocas basálticas-andesitas del Cuaternario (Figura 1.c). La Sierra Nevada está formada de norte a sur por los estratovolcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl con composiciones andesíticas, dacíticas y riolíticas del período Plioceno-Pleistoceno (Arce et al. 2019). El norte y noreste de la CM en los valles de Tizayuca, Apan y Cuautitlán se presenta intercalación de rocas basálticas-andesitas y tobas andesíticas, además de un sistema acuífero regional compuesto por sedimentos aluviales del Cuaternario-Terciario, rocas piroclásticas y lavas fracturadas que conforman un acuífero no confinado con secciones confinadas con un espesor saturado superior a los 800 m en algunas áreas (Carrera-Hernández y Gaskin 2008; Hernández-Espriú et al. 2014). Un acuitardo lacustre compresible cubre este acuífero no confinado con ~40-50 m de espesor en la extensión de la Ciudad de México (valle de México).

Por otro lado, las demandas de agua en la Ciudad de México y su zona metropolitana superan las entradas hídricas naturales (Carrera-Hernández and Gaskin 2007a; Huerta-Vergara et al. 2022). Solo en la Ciudad de México, las demandas totales de agua ascienden a 32.55 m³/s, donde las fuentes de agua internas corresponden a ~64% del suministro total de agua y las fuentes de agua externas a ~36% (SACMEX, 2018). La extracción de agua subterránea de los pozos es la fuente de agua más importante y representa el ~68% del suministro total de agua, mientras que el sistema interno de pozos de agua subterránea en el Valle de México consiste en alrededor del ~43% del suministro total (SACMEX, 2018; Escolero et al. 2016).

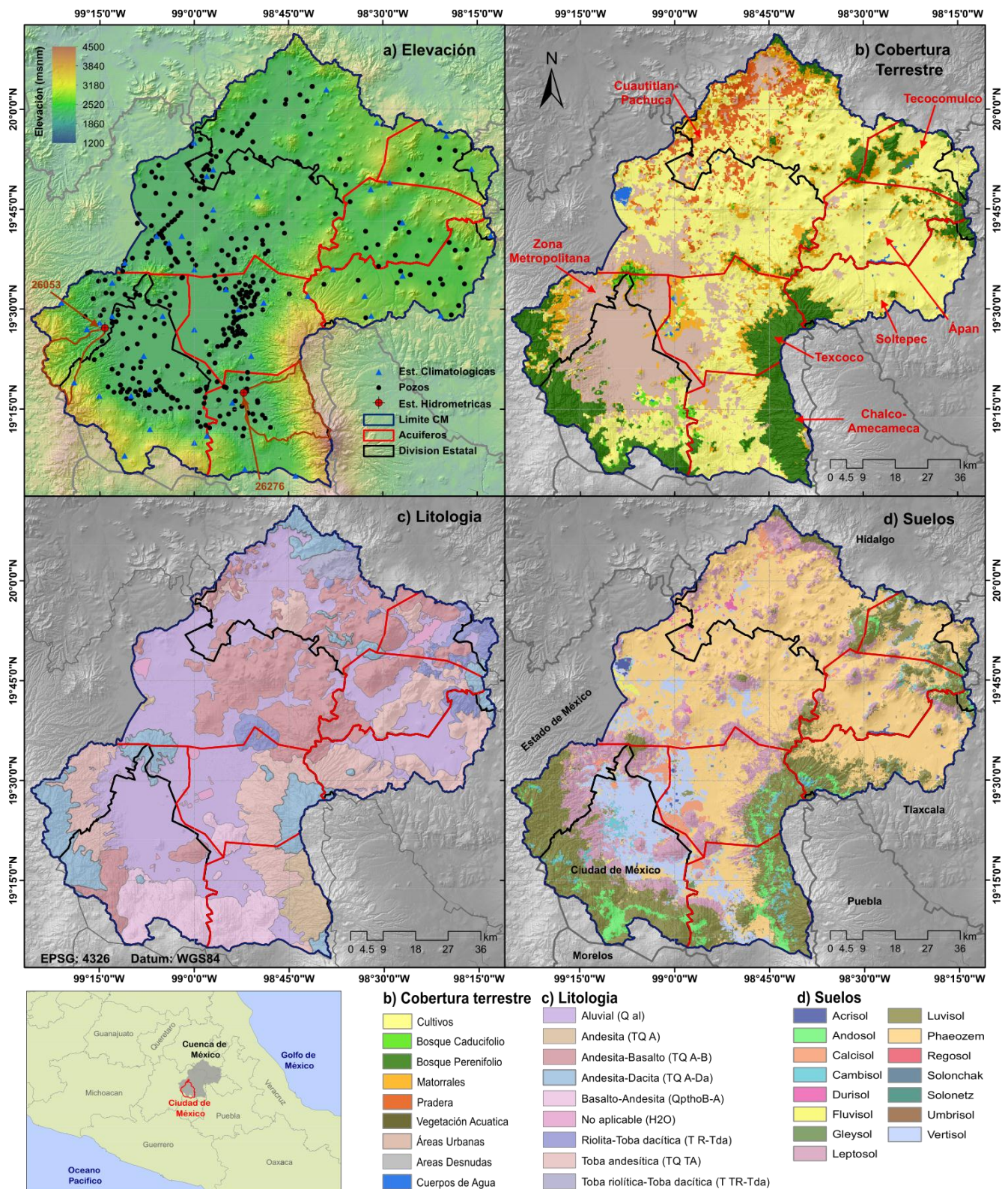


Figura 1: Ubicación y atributos de la zona de estudio a) delimitación de acuíferos administrativos, ubicación de pozos de agua subterránea, estaciones climatológicas e hidrométricas, b) cobertura terrestre de Climate Change Initiative Land Cover, c) Litología del subsuelo del Servicio Geológico Mexicano (SGM), d) Suelos de SoilGrids.

La Tabla 3 muestra el número de concesiones de agua subterránea y las extracciones anuales de agua subterránea de la base de datos REPDA (Tabla 4) para la Cuenca de México (CM) y la Ciudad de México. Casi el 30% de las concesiones de agua subterránea se encuentran en la Ciudad de México y representan alrededor del 50% de las extracciones totales de agua subterránea en la CM (~1,311 hm³). La profundidad media de los pozos es de ~160 m y muchos extraen agua subterránea del aluvión cuaternario no confinado-confinado, y tres pozos superan los 2000 m de profundidad. El uso público es el mayor uso de agua subterránea, con ~70% del uso total de agua subterránea en la cuenca y ~94% en la Ciudad de México (REPDA 2019).

Tabla 3: Número de concesiones y volumen de extracción de agua subterránea por uso de agua en la Cuenca de México y en la Ciudad de México. El número de títulos y el volumen se derivaron de la base de datos REPDA para 1994-2019.

| Uso | Cuenca de México | | Ciudad de México | |
|----------------|------------------|----------------------------|------------------|----------------------------|
| | No. Títulos | Volumen (hm ³) | Títulos | Volumen (hm ³) |
| Publico | 942 | 919.7 | 556 | 585.0 |
| Irrigación | 705 | 172.8 | 6 | 0.6 |
| Industrial | 552 | 112.0 | 181 | 29.6 |
| Usos Múltiples | 285 | 52.8 | 7 | 2.2 |
| Servicios | 154 | 47.7 | 42 | 6.2 |
| Otros | 124 | 6.2 | 5 | 0.1 |
| Total | 2762 | 1311.2 | 797 | 623.8 |

Las extracciones excesivas de agua subterránea durante las últimas décadas abatieron el nivel del agua a una tasa promedio de 1 m/año con tasas máximas de 2.5 m/año en el norte de la Ciudad de México (Carrera-Hernández y Gaskin 2007; Hernández-Espriú et al. 2014), derivando en varios problemas ambientales y riesgos para la población y la infraestructura (Escolero et al. 2016; Hernández-Espriú et al. 2014). La subsidencia en la Ciudad de México debido a las extracciones de agua subterránea se ha estimado a una tasa constante de 0.5 m/año desde 1950 (Chaussard et al. 2021).

3.2. Bases de datos y fuentes globales y locales de información.

Los datos climatológicos, cobertura terrestre y tipos de suelo usados como entrada para el modelo para estimar la recarga potencial en la CM, se obtuvieron de fuentes diversas de sensores remotos, productos globales, de reanálisis que se producen a partir de la combinación de datos de medición, observación, simulación y aplicando técnicas de asimilación de datos, para obtener

la descripción más realista de las ocurrencias climáticas terrestres, como se muestra en la Tabla 4 y Tabla 5.

Tabla 4: Bases de datos globales y de teledetección utilizadas en este estudio.

| Base de Datos | Variable | Cobertura, resolución Espacial | Periodo | Escala | Tipo de datos | Reference |
|----------------|--|--------------------------------|-----------------|---------|--|---|
| CHIRPS | Precipitación (Prec) | 50°S- 50°N, ~5 km | 1981-presente | Diaria | Detección remota combinada, interpolada y calibrada utilizando más de 14,000 pluviómetros a nivel mundial | Funk et al. (2015) |
| MERRA2 | Precipitación (Prec), Temperatura (Tmax, Tmin, Tmed) | Global, ~50 km | 1980 – presente | Diaria | Climatología de reanálisis de datos satelitales | Gelaro et al. (2017) |
| CFSR | Precipitación (Prec), Temperatura (Tmax, Tmin, Tmed) | Global, ~19 km | 1979 – presente | Diaria | Climatología de reanálisis de datos satelitales | Saha et al. (2010) |
| Daymet | Temperatura (Tmin, Tmax, Tmed) | Norte América, ~1 km | 1980-presente | Diaria | Climatología interpolada y extrapolada de estaciones terrestres | https://daymet.ornl.gov/ |
| GLEAM | Evapotranspiración real (ETR) y Potencial (PET) | ~25 km | 2003-presente | Diaria | AET y PET se basan en la ecuación de Priestly y Taylor que incorporan datos de precepción remota | Martens et al. (2017) |
| MOD16 | Evapotranspiración real (ETR) y Potencial (PET) | Global, ~5 km | 2000-2014 | Mensual | AET y el flujo de calor latente basado en la ecuación de Penman-Monteith incorporaron productos MODIS de precepción remota | Mu et al. (2011) |
| TerraClimate | Evapotranspiración real (ETR) y Potencial (PET) | Global, ~4 km | 1958-2020 | Mensual | AET y PET se basan en la ecuación de Penman-Monteith que incorporan datos de precepción remota | Abatzoglou et al. (2018) |
| CCI Land Cover | Cobertura Vegetal (Uso del Suelo) | Global, 0.3 km | 1993-2019 | Anual | Mapas de cobertura terrestre derivados de productos de teledetección MERIS y modelos de clasificación | Bontemps et al. (2013) |
| SoilGrids | Unidades de Suelo | Global, 0.25 km | - | - | Propiedades del suelo derivadas de perfiles de suelo y aprendizaje automático | Hengl et al. (2017) |
| SRTM | Elevación del terreno | 30 m | - | - | SAR interferometría | Farr et al. (2007) |

Tabla 5: Bases de datos terrestres locales utilizadas en este estudio.

| Base de Datos | Variable | Cobertura, resolución Espacial | Periodo | Escala | Tipo de datos | Reference |
|---------------|--|--------------------------------|---------------|--------|---|---|
| SMN | Precipitación (Prec), Temperatura (Tmax, Tmin, Tmed) | México, Base puntual | 1920-presente | Diaria | Estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional | https://smn.conagua.gob.mx/es/ |
| BANDAS | Escorrentía superficial (Qt) | México, Base puntual | 1920-presente | Diaria | Estaciones Hidrométricas de la CONAGUA | https://app.conagua.gob.mx/bandas/ |
| REPDA | Extracciones de aguas subterráneas | México | 1994-2019 | Anual | Concesiones de volumen de agua subterránea | http://sina.conagua.gob.mx/sina/index.php |

Además se obtuvieron registros de caudales diarios del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS) de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). En la Tabla 6 se muestran los dos puntos de aforo ubicados en la CM (Figura 1.a) que cuentan con registros para el período 2000 a 2012, siendo los dos únicas estaciones de aforo que cuentan con más de 10 en común con el periodo de análisis: el aforo San Lucas (ID 26275) sobre el Río de la Compañía con una cuenca de ~304 km²; y el aforo El Molinito (ID 26053), ubicado sobre el Río Hondo, que cuenta con un área drenada de ~143 km².

Tabla 6: Estaciones hidrométricas utilizadas para la calibración del modelo de recarga potencial en la cuenca de México.

| ID | Nombre | Río | X (UTM) | Y (UTM) | Área (km ²) | Pendiente Media (%) | Qt _{med} Diario (m ³ /s) |
|-------|-------------|--------------------|---------|---------|-------------------------|---------------------|--|
| 26275 | San Lucas | Río de la Compañía | 515031 | 2132338 | 304 | 34 | 0.22 |
| 26053 | El Molinito | Río Hondo | 475276 | 2151037 | 143.1 | 24 | 1.729 |

Se utilizó la precipitación (Prec) del *Climate Hazards Center InfraRed Precipitation whit Sation Data* (CHIRPS), un conjunto de datos de precipitación diaria cuasiglobal que abarca 50 ° S - 50 ° N a una resolución espacial de 0.05° × 0.05° (4.8 x 4.8 km) de 1981 al presente. La precipitación CHIRPS es un producto combinado de climatología de precipitación mensual (CHPClim), observaciones satelitales de infrarrojos térmicos (TIR) y observaciones de precipitación *in situ* de varias organizaciones meteorológicas nacionales y regionales (Funk et al. 2015).

Del *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications*, versión 2 (MERRA-2) se utilizó la precipitación (Prec), la temperatura máxima (Tmax), mínima (Tmin) y media (Tmed).

MERRA 2 es el último reanálisis atmosférico de la era de los satélites modernos producido por la Oficina de Asimilación y Modelado Global (GMAO) de la NASA, en la cual se asimilan tipos de observación no disponibles para su predecesor MERRA, e incluye actualizaciones del modelo y esquema de análisis del Sistema de Observación de la Tierra Goddard (GEOS) para proporcionar un análisis climático (descargado de Climate Engine en junio de 2019) (Gelaro et al. 2017).

Del *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) se utilizó la precipitación (Prec), la temperatura máxima (Tmax), mínima (Tmin) y media (Tmed). CFSR es un nuevo reanálisis global acoplado de tercera generación desarrollado por los Centros Nacionales para la Predicción Ambiental (NCEP, <https://rda.ucar.edu/pub/cfsr.html>; descargado de la plataforma Climate Engine en junio de 2019), y es considerablemente más preciso que sus predecesores porque se han corregido muchos errores conocidos en la ingesta de datos de observación y la ejecución del reanálisis previo (Saha et al. 2010).

La temperatura máxima (Tmax), mínima (Tmin) y media (Tmed) fueron obtenidos también de Daymet, que es un producto de investigación de la División de Ciencias Ambientales en el Laboratorio Nacional de Oak Ridge, Oak Ridge, TN. Daymet cuenta con el apoyo de la NASA a través del Sistema de Información y Datos de Ciencias de la Tierra (ESDIS) y el Programa TE. El desarrollo continuo del algoritmo y el procesamiento de Daymet también cuenta con el apoyo de la Oficina de Investigación Biológica y Ambiental, dentro de la Oficina de Ciencias del Departamento de Energía de los Estados Unidos.

El Modelo Ámsterdam de Evaporación Terrestre Global (GLEAM) es un conjunto de algoritmos que estiman por separado los diferentes componentes de la “evapotranspiración”: transpiración, evaporación del suelo desnudo, pérdida por intercepción, evaporación en aguas abiertas y sublimación. Además, GLEAM proporciona humedad del suelo en la superficie y la zona de las raíces, evaporación potencial y condiciones de estrés por evaporación (Martens et al. 2017).

MOD16 es parte del proyecto NASA/EOS para estimar la evapotranspiración del suelo global de la superficie terrestre del planeta mediante el uso de datos obtenidos por teledetección. El producto de evapotranspiración MOD16 se puede usar para calcular balances hídricos y de energía regional, así como estados de agua almacenada en el suelo (Mu et al. 2011).

TerraClimate es un conjunto de datos de clima mensual y balance hídrico climático de flujos superficiales terrestres globales que cubren un periodo de 1958 a 2020. Estos datos proporcionan importantes insumos para estudios ecológicos e hidrológicos a escalas globales que requieren alta resolución espacial y datos variables en el tiempo. Todos los datos tienen una resolución temporal mensual y una resolución espacial de ~ 4 km (1/24 de grado) ([Abatzoglou et al. 2018](#)).

CCI-LC es un conjunto de datos de cobertura terrestre producido por la ESA (*European Space Agency*) que utilizan imágenes del espectrómetro de imágenes de resolución MEdium (MERIS). Este modelo proporciona mapas de uso de suelo globales consistentes a una resolución espacial de 300 m anualmente desde 1992 hasta 2015. CCI-LC utiliza el radar de apertura sintética avanzada (ASAR) a una resolución de 150 m para generar cuerpos de agua más precisos, y muestra una alta estabilidad en mapas de uso de suelo en años diferentes ([Bontemps et al. 2013](#)).

También se usó la base de datos de unidades de suelos de SoilGrids desarrollada por ISRIC (*World soil information*), que es un sistema para cartografía digital de suelos a escala global que utiliza métodos de aprendizaje autónomo e inteligencia artificial de última generación para cartografiar la distribución espacial de las propiedades del suelo en todo el mundo. Los modelos de predicción de SoilGrids se ajustan utilizando más de 230,000 observaciones directas de perfiles y perforaciones de suelo de la base de datos WoSIS y covariables de un grupo de más de 400 capas ambientales de productos derivados de la observación de la Tierra y otra información ambiental, incluido el clima, la cobertura terrestre y la morfología del terreno. Los resultados de SoilGrids son mapas globales de propiedades del suelo en seis intervalos de profundidad estándar (de acuerdo con el grupo de trabajo de GlobalSoilMap IUSS y sus especificaciones) con una resolución espacial de 250x250 m ([Hengl et al. 2017](#)).

Se usaron los datos de la Shuttle Radar Topography Mission que produjo el modelo de elevación digital de la Tierra más completo y de mayor resolución. El proyecto fue un esfuerzo conjunto de la NASA, la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial y las agencias espaciales de Alemania e Italia que inició sus operaciones en febrero de 2000 ([Farr et al. 2007](#)).

3.3. Caracterización espacio-temporal de la recarga en la Cuenca de México.

La recarga potencial diaria de agua subterránea en la Cuenca de México se estimó utilizando el Modelo *Soil Water Balance (SWB)* versión 2.0 (Westenbroek et al. 2018), disponible en <https://github.com/smwesten-usgs/swb2> (último acceso: 2022- 07-11). SWB es un modelo determinístico, cuasi tridimensional y distribuido que fue desarrollado por el Servicio Geológico y de Historia Natural de Wisconsin (WGNHS) y mejorado por el Servicio Geológico de EE. UU. Para estimar los componentes del balance hídrico en un paso de tiempo diario usando una versión modificada del enfoque de balance de humedad del suelo de Thornthwaite-Mather (Thornthwaite and Mather 1957). SWB v2.0 es la evolución del modelo de balance de agua del suelo desarrollado por Dripps y Bradbury (2007) y ha sido mejorado para facilitar el ingreso de datos y la estimación de la infiltración neta.

El modelo toma en cuenta los procesos de precipitación, evapotranspiración, interceptación, escurrimiento superficial, almacenamiento de humedad del suelo y deshielo, mediante el uso de un sistema de información geográfica (SIG). El modelo asume que la infiltración neta en el intervalo de tiempo analizado se da cuando la humedad en el suelo excede el valor total del agua almacenada en este, que depende de la capacidad de campo, el punto de marchitamiento permanente y la profundidad efectiva de enraizamiento de la vegetación (Westenbroek et al. 2018). Los procesos hidrológicos se calculan en orden secuencial, desde las capas superiores hasta las más profundas del suelo. Las principales limitaciones del enfoque SWB es que no se toma en cuenta la recarga proveniente de la irrigación y de las fugas de las redes de agua potable.

La metodología propuesta para la simulación y análisis de recarga potencial en la CM se muestra en el diagrama de flujo de la Figura 2.

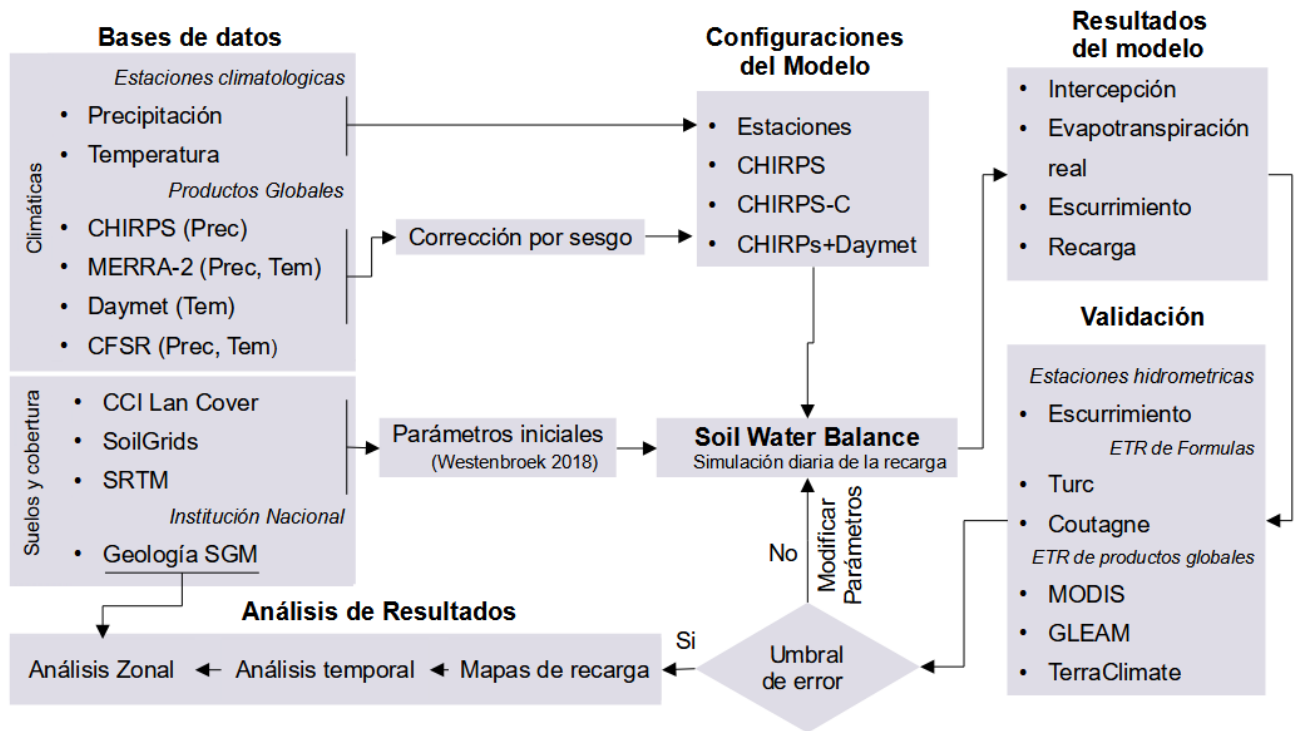


Figura 2: Diagrama de flujo de trabajo seguido para la estimación de la recarga vertical en los acuíferos de la CM.

3.3.1. Modelo Soil Water Balance (SWB)

Esta sección describe la base teórica, los requisitos de datos para su uso y las limitaciones y suposiciones relacionadas con el código SWB. Para obtener más detalles teóricos, se puede consultar las descripciones de [Steenhuis and Van Der Molen \(1986\)](#), [Dripps \(2003\)](#), [Dripps and Bradbury \(2007\)](#), [Westenbroek et al. \(2010\)](#), [Westenbroek et al. \(2018\)](#).

3.3.1.1. Teoría del Modelo

En el modelo SWB las entradas y salidas de agua dentro de cada celda de la malla se determinan con base en los datos de las variables climáticas de entrada y las características del paisaje; la recarga se calcula como la diferencia entre el cambio en la humedad del suelo y estas entradas y salidas de agua (ecuación 2):

$$\text{Recarga} = (\text{Prec} + \text{deshielo} + \text{flujo de entrada}) - (\text{intercepción} + \text{flujo de salida} + \text{ET}) - \Delta \text{ humedad del suelo} \tag{2}$$

Cada uno de los componentes del balance hídrico presentes en la ecuación 2 es manejado por uno o más módulos dentro del modelo SWB. Los componentes específicos del equilibrio hídrico se analizan brevemente a continuación.

Prec: son los datos de precipitación diaria, que se ingresa al modelo como una serie de tiempo espacialmente variable o uniformemente distribuida.

Deshielo: el modelo permite que la nieve se acumule y/o se derrita. Las temperaturas media, máxima y mínima del aire diaria se utilizan para determinar si las precipitaciones toman la forma de lluvia o nieve. La precipitación que cae en un día en que la temperatura media menos un tercio de la diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas diarias es menor o igual al punto de congelación del agua se considera que cae como nieve. El deshielo se basa en un método de índice de temperatura en donde SWB supone que 1.5 mm (0.059 pulg.) de nieve se derrite por día por grado Celsius en promedio, cuando la temperatura máxima diaria está por encima del punto de congelación ([Dripps y Bradbury 2007](#)).

Flujo de entrada: el flujo de entrada se calcula mediante el uso de una cuadrícula de dirección de flujo derivada de un modelo de elevación digital (escurrimiento superficial).

Intercepción: la intercepción se trata simplemente mediante un enfoque de modelo de “cubeta”, en donde se supone que una cantidad de lluvia especificada por el usuario queda atrapada y utilizada por la vegetación y se evapora o transpira de las superficies de las plantas. Los valores diarios de precipitación deben exceder la cantidad de intercepción especificada antes de que se asuma que el agua llega a la superficie del suelo. Los valores de intercepción pueden especificarse para cada tipo de uso de la tierra y temporada.

Flujo de salida: el flujo de salida o escurrimiento superficial de una celda se calcula mediante el uso del modelo lluvia-escurrimiento de número de curva ([Cronshey et al. 1986](#)) del Servicio de Conservación de Recursos Naturales (NRCS) del Departamento de Agricultura de EE. UU. Esta relación lluvia-escurrimiento se basa en cuatro propiedades: tipo de suelo, uso de la tierra, condición de la superficie y condición previa del escurrimiento.

El método del número de curva define el escurrimiento en relación con la diferencia entre la precipitación y un término de “humedad inicial”. Conceptualmente, este término de abstracción inicial representa la suma de todos los procesos que podrían actuar para reducir el

escurrimiento, incluida la interceptación por plantas y hojas caídas, el almacenamiento en depresiones y la infiltración (Woodward et al. 2003).

La ecuación 3 se utiliza para calcular los volúmenes de escurrimiento (Woodward et al. 2002):

$$R = \frac{(Prec - I_a)^2}{(Prec + [S_{max} - I_a])} \quad Prec > I_a \quad (3)$$

Donde R es el escurrimiento, Prec es la precipitación acumulada diaria, S_{max} es la capacidad máxima de retención de humedad del suelo, y I_a es la abstracción inicial, la cantidad de precipitación que debe caer antes de que se genere cualquier escurrimiento, todas las anteriores en pulgadas.

El término de abstracción inicial (I_a) está relacionado con un término de almacenamiento máximo (S_{max}) de la siguiente manera:

$$I_a = 0.2S_{max} \quad (4)$$

El valor máximo de almacenamiento se define por el número de curva para el tipo de cobertura del suelo considerado.

$$S_{max} = \left(\frac{1000}{CN}\right) - 10 \quad (5)$$

Los números de las curvas se ajustan según la cantidad de precipitación que haya ocurrido en el período anterior a 5 días para describir las condiciones de humedad del suelo. Se definen tres clases de condiciones de humedad y se denominan condiciones de escurrimiento antecedente I, II y III, definidas como se muestra en la Tabla 7.

Tabla 7: Definición de las condiciones de escurrimiento antecedentes utilizadas en el código SWB (Westenbroek et al., 2010).

| [Precipitación de los 5 días anteriores, en mm] | | | |
|---|-------------------|--------------------|--------------------------|
| Condición | Humedad del suelo | Temporada inactiva | Temporada de crecimiento |
| I | Seco | < 1.27 | < 35.56 |
| II | Promedio | 1.27 – 27.94 | 35.56 – 53.34 |
| III | Casi saturado | > 27.94 | > 53.34 |

Entre condiciones “secas” y “casi saturadas” se encuentra la condición de escurrimiento anterior II, que representa una relación promedio de lluvia-escurrimiento para condiciones moderadas de humedad del suelo.

Cuando los suelos están casi saturados, como en la condición de escurrimiento anterior III, el número de curva para una celda se ajusta a la condición de escurrimiento III, a partir de la condición de escurrimiento anterior II (ecuación 6), para tener en cuenta las cantidades de escurrimiento generalmente más altas observadas cuando la precipitación cae sobre suelo saturado (Mishra y Singh 2003).

$$CN_{ARC(III)} = \frac{CN_{ARC(II)}}{(0.427 + 0.00573 * CN_{ARC(II)})} \quad (6)$$

Por el contrario, cuando los suelos están secos, como en la condición de escurrimiento anterior I, los números de las curvas se ajustan a la condición de escurrimiento I, a partir de la condición de escurrimiento anterior II (ecuación 7) en un intento de reflejar el aumento de las tasas de infiltración de los suelos secos (Mishra y Singh 2003).

$$CN_{ARC(I)} = \frac{CN_{ARC(II)}}{(2.281 - 0.01281 * CN_{ARC(II)})} \quad (7)$$

Los números de las curvas van de 0 a 100 (Mockus 1964). Si se define un rango útil de números de curva con un mínimo de 30 y un máximo de 98, el termino máximo de almacenamiento ($S_{m\acute{a}x}$) varía desde un mínimo de aproximadamente 5.08 mm, hasta un máximo de aproximadamente 584.2 mm. Uso de un término de abstracción inicial de $0.2S_{m\acute{a}x}$ implica que deben caer entre 1.016 y 116.84 mm de precipitación antes de que comience el escurrimiento. El uso de un término de abstracción inicial de $0.05S_{m\acute{a}x}$ como lo sugirieron Woodward y otros (2003) implica que entre 0.254 y 29.21 pulgadas de precipitación deben caer antes de que comience el escurrimiento.

Evapotranspiración potencial (ETP): el código SWB permite analizar uno de los cinco métodos que se muestran a continuación.

1. Thornthwaite-Mather (1957),
2. Jensen-Haise (1963),

3. Blaney-Criddle ([Blaney y Criddle 1966](#); [Allen y Pruitt 1986](#)),
4. [Turc \(1961\)](#), y
5. [Hargreaves y Samani \(1985\)](#).

Todos los métodos excepto [Hargreaves y Samani \(1985\)](#) producen una estimación de la evapotranspiración potencial uniformemente distribuida en toda la malla del modelo. El método Hargreaves-Samani puede producir una estimación espacialmente variable de la evapotranspiración potencial si se utiliza, además, la temperatura del aire, máxima y mínima como parámetros de entrada, que varían espacialmente para cada intervalo de tiempo diario.

Δ humedad del suelo: la humedad del suelo se calcula mediante los métodos de equilibrio suelo-agua reportados en [Thornthwaite \(1948\)](#) y [Thornthwaite y Mather \(1955, 1957\)](#). Para detectar los cambios en la humedad del suelo, se calculan otras variables, como la precipitación menos la evapotranspiración potencial (Prec-ETP), la pérdida potencial acumulada de agua (APWL), la evapotranspiración real, el exceso de humedad del suelo y el déficit de humedad del suelo. Estos términos se describen a continuación.

Prec menos ET (Prec - ETP): para calcular un nuevo valor de humedad del suelo para cualquier celda de la malla, se resta la evapotranspiración potencial de la precipitación diaria (Prec - ETP). Los valores negativos de Prec - ETP representan una deficiencia potencial de agua, mientras que los valores positivos de Prec - ETP representan un excedente potencial de agua.

Pérdida potencial acumulada de agua (APWL): la pérdida potencial acumulada de agua se calcula como una suma acumulada de los valores diarios de Prec - ETP durante los períodos en los que Prec - ETP es negativo. Esta suma acumulada representa la cantidad total de evapotranspiración potencial que supera a la precipitación. Los suelos suelen ceder agua más fácilmente durante los primeros días en los que el Prec - ETP es negativo. En los días siguientes, a medida que crece el APWL, la humedad del suelo se pierde con menor facilidad. [Thornthwaite y Mather \(1957\)](#) describieron la relación no lineal entre la humedad del suelo y la pérdida potencial acumulada de agua.

Humedad del suelo, Δ humedad del suelo: el término humedad del suelo representa la cantidad de agua almacenada en el suelo para una celda de la cuadrícula determinada. La

humedad del suelo tiene un límite superior que corresponde a la capacidad máxima de retención de agua del suelo (aproximadamente equivalente a la capacidad de campo); y cuyo límite inferior que corresponde a la capacidad de marchitamiento permanente del suelo.

Cuando $Prec - ETP$ es positivo, se agrega este término $Prec - ETP$ directamente al valor de humedad del suelo anterior. Si el nuevo valor de humedad del suelo todavía está por debajo de la capacidad máxima de retención de agua, se calcula un nuevo valor de pérdida de agua potencial acumulado reducido. Si el nuevo valor de humedad del suelo excede la capacidad máxima de retención de agua, el valor de humedad del suelo se limita al valor de la capacidad máxima de retención de agua, el exceso de humedad se convierte en recarga y el término de pérdida de agua potencial acumulada se restablece a cero.

Cuando $Prec - ETP$ es negativo, el nuevo término de humedad del suelo se encuentra buscando el valor de humedad del suelo asociado con el valor de pérdida de agua potencial acumulado actual en las curvas de [Thornthwaite-Mather](#) (Figura 3).

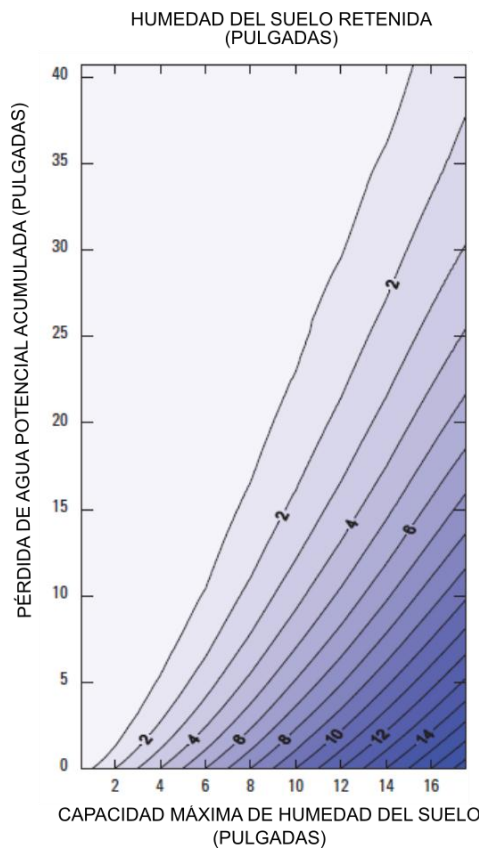


Figura 3: Curvas de retención de humedad en el suelo, propuestas por [Thornthwaite y Mather \(1957\)](#) utilizadas en el modelo SWB por [Westenbroek et al. \(2010\)](#).

Evapotranspiración real (ETR): cuando $P - ETP$ es positivo, la evapotranspiración real es igual a la evapotranspiración potencial. Cuando $P - ETP$ es negativo, la evapotranspiración real es igual solo a la cantidad de agua que se puede extraer del suelo (Δ humedad del suelo).

EXCEDENTE de humedad del suelo: si la humedad del suelo alcanza la capacidad máxima de humedad del suelo, cualquier exceso de precipitación se agrega al valor excedente diario de humedad del suelo. En la mayoría de las condiciones, el valor excedente de humedad del suelo es equivalente al valor diario de recarga de agua subterránea, es decir la recarga se presenta una vez que el suelo se encuentra saturado.

DÉFICIT de humedad del suelo: el déficit diario de humedad del suelo es la cantidad en que la evapotranspiración real difiere de la evapotranspiración potencial.

Los términos de excedente y déficit de humedad del suelo no influyen directamente en el cálculo de la recarga; estos términos son mencionados en el trabajo de [Thornthwaite y Mather \(1955, 1957\)](#) y se incluyen aquí para completarlos.

3.3.2. Datos requeridos para la aplicación del modelo SWB

Los datos requeridos de entrada se pueden clasificar en tres conjuntos de datos correspondientes a: 1) datos climáticos, 2) información de unidades de suelos y coberturas terrestres y 3) datos geomorfológicos.

Con los datos de suelos y cobertura terrestre se deben generar los siguientes archivos: grupo hidrológico de suelos, uso de la tierra/cobertura de la tierra, capacidad de almacenamiento o retención de humedad en el suelo. De los geomorfológicos se requiere determinar la dirección del flujo de agua superficial.

3.3.2.1. Datos climáticos.

Los datos climáticos que se requieren para la aplicación del modelo son por lo menos la precipitación diaria, temperatura del aire promedio diaria, temperatura del aire máxima diaria y temperatura del aire mínima diaria. Sin embargo se puede requerir de datos climáticos adicionales que dependen de la fórmula de la ecuación de evapotranspiración potencial que se elija para los cálculos del balance hídrico.

3.3.2.2. Datos de Unidades de Suelo y Cobertura terrestre.

Una caracterización adecuada del tipo de coberturas y propiedades de los suelos es fundamental para los modelos de balance hídrico en el suelo y la reducción de la incertidumbre en las estimaciones de recarga y evapotranspiración real (Bogena et al. 2005; Ehlers et al. 2016; Knowling and Werner 2016; Mair et al. 2013; Westenbroek et al. 2010, 2018; Xie et al. 2018), dado que las unidades de suelos y la cobertura terrestre definen parámetros esenciales en el modelo, como la generación de escurrimiento directo, la interceptación del follaje de la vegetación, así como la resolución de la ecuación de balance en cada paso de tiempo.

Por otra parte también se requiere de información espacialmente distribuida de las unidades de suelo para asignar su clasificación por grupo hidrológico de acuerdo con el Servicio de Conservación de Recursos Naturales de los Estados Unidos – NRCS (Westenbroek et al. 2010) y su capacidad de almacenamiento o retención de humedad (capacidad de campo).

A partir del cruce de la información de suelos y coberturas se definen diversos parámetros del modelo, como el Número de Curva, la profundidad de las raíces, la tasa máxima de recarga y el umbral de interceptación en el follaje, estos parámetros suelen asignarse a partir de valores típicos de referencia de la literatura especializada, tal como lo sintetizan Westenbroek et al. (2010) y Westenbroek et al. (2018). El modelo automatiza el procedimiento de superposición espacial de unidades de suelos y coberturas terrestres, y a partir de tablas de búsqueda que el usuario debe suministrar, se asignan los parámetros mencionados para cada combinación resultante.

a) Grupo Hidrológico de Suelos (SCS)

El Servicio Nacional de Conservación de Recursos (anteriormente el Servicio de Conservación de Suelos: SCS) de los Estados Unidos ha categorizado cuatro grupos hidrológicos de suelos basados en la capacidad de infiltración (A – D). Los suelos “A” tienen una alta capacidad de infiltración y un bajo potencial de escurrimiento mientras que los suelos “D” tienen una muy baja capacidad de infiltración y un alto potencial de escurrimiento. En la Tabla 8 se presentan las características de estos grupos presentados por Hawkins et al. (2009).

Tabla 8: Características, texturas y tasas de infiltración para los grupos hidrológicos de suelos (Hawkins et al. 2009).

| Grupo Hidrológico de Suelos | Características | Textura | Tasa de infiltración (mm/hora) |
|-----------------------------|--|--|--------------------------------|
| A | Bajo potencial de escorrentía y altas tasas de infiltración, que consisten principalmente en arena o grava profunda, bien drenada o excesivamente drenada. | Arena, arena franca, franco arenosa | >7.6 |
| B | Tasas de infiltración moderadas cuando se humedecen, que consisten en suelos moderadamente profundos a profundos, moderadamente bien drenados a bien drenados, de textura moderadamente fina a gruesa. | Franco limoso o franco | 7.6 - 3.8 |
| C | Tasas de infiltración bajas cuando se humedecen y consisten principalmente en (1) suelos que tienen una capa subyacente que impide el movimiento descendente del agua y (2) suelos con textura moderadamente fina a fina. | Franco arcilloso arenoso | 1.2 - 3.8 |
| D | Tasas de infiltración muy baja y alto potencial de escorrentía cuando se humedecen, que consisten principalmente en suelos arcillosos con (1) alto potencial de hinchamiento, (2) alto nivel freático permanente, (3) arcilla o capa de arcilla cerca de la superficie, o (4) suelos poco profundos sobre casi material impermeable. | Franco arcilloso, franco arcilloso limoso, arcilla arenosa, arcilla limosa o arcilla | < 1.2 |

b) Capacidad de almacenamiento o retención de humedad en el Suelo

El suelo actúa como un depósito que retiene la humedad para el uso de las plantas. A cada celda de la cuadrícula se le debe asignar una capacidad de almacenamiento de humedad del suelo (pulgadas de agua por pie de suelo), equivalente a la capacidad de campo. Los datos requeridos se enumeran para cada tipo de suelo en los estudios de suelos disponibles a través del SCS. Si los datos disponibles sobre la capacidad de almacenamiento de humedad del suelo no están disponibles, se puede utilizar la textura del suelo para asignar un valor, como se muestra en la Tabla 9 (Dripps 2003). Para cada celda de la cuadrícula, el modelo multiplica los datos disponibles de capacidad de almacenamiento de humedad del suelo (pulgadas de agua por pie de suelo) por las profundidades de enraizamiento (en pies), definidas por la cobertura terrestre presente, para asignar una capacidad máxima de retención de humedad del suelo (pulgadas totales de agua) que deben satisfacerse antes de que pueda ocurrir la recarga.

Tabla 9: Capacidad de retención de agua estimada para varios grupos de textura de suelo.

| Textura del suelo | Capacidad de retención de agua (mm por m de espesor) |
|-------------------|--|
| Arena | 100 |

| Textura del suelo | Capacidad de retención de agua (mm por m de espesor) |
|--------------------------|---|
| Arena arcillosa | 117 |
| Franco arenoso | 133 |
| Franco arenoso fino | 150 |
| Franco arenoso muy fino | 167 |
| Franco | 183 |
| Franco limoso | 200 |
| Limo | 213 |
| Franco arcilloso arenoso | 225 |
| Franco arcilloso limoso | 238 |
| Franco arcilloso | 250 |
| Arcilla arenosa | 267 |
| Arcilla limosa | 283 |
| Arcilla | 300 |

3.3.2.3. Datos geomorfológicos.

Los datos geomorfológicos requeridos para la aplicación del modelo son: el Modelo Digital de elevaciones (MDE) en formato ráster y la red de drenaje en formato vectorial, con los cuales se determina la **dirección de flujo superficial con el algoritmo D8**, de acuerdo con el procedimiento descrito por [O’Callaghan y Mark \(1984\)](#), en el cual se definen como se muestra en la Figura 4: Definición numérica de las direcciones de flujo D8 ([Westenbroek et al. 2010](#)). Figura 4. El algoritmo D8 original asigna una dirección de flujo única a cada celda de cuadrícula hacia la pendiente más pronunciada entre la celda central y sus ocho celdas vecinas. Las direcciones de flujo superficial permiten transitar el escurrimiento superficial directo en el dominio del modelo, trasladando así lo que representan salidas de una celda a ser entrada de flujo para otra celda ubicada pendiente abajo.

| | | |
|----|-------------------------------------|-----|
| 32 | 64 | 128 |
| 16 | Celda central (Origen del flujo) | 1 |
| 8 | 4 | 2 |

Figura 4: Definición numérica de las direcciones de flujo D8 ([Westenbroek et al. 2010](#)).

3.4. Procesamiento de datos

Se seleccionaron 47 (Figura 1.a) estaciones climatológicas de un total de 140 estaciones existentes en la CM. Se descartaron aquellas estaciones que dejaron de operar en el año de 1987, o que tenían más de diez años sin registro en el periodo de 1970 a 2016. En la Tabla 10 se presenta la información de las estaciones seleccionadas, los datos faltantes en los registros fueron estimados con la técnica de interpolación inversa ponderada (IDW) (Shepard 1968), la cual asume que la influencia de la lluvia en una estación para el cálculo de la misma en cualquier otro punto es inversamente proporcional a la potencia de la distancia entre los dos puntos. En la Figura 1.a se observa la ubicación geográfica de las estaciones climatológicas.

Los factores de peso para el método de interpolación IDW se obtienen:

$$w_j = \frac{\left[\frac{1}{d_{ej}}\right]^\beta}{\sum_{j=1}^n \left[\frac{1}{d_{ej}}\right]^\beta} \tag{8}$$

$$d_{ej} = \sqrt{(x_e - x_j)^2 + (y_e - y_j)^2} ; j = 1, 2, \dots, n \tag{9}$$

Tabla 10: Estaciones climatológicas seleccionadas para la validación de las bases de datos globales.

| ID | NOMBRE | X (UTM) | Y (UTM) | ALTITUD (msnm) |
|-------|--------------------------|------------|------------|----------------|
| 9014 | COL. SANTA URSULA COAPA | 487742.799 | 2134026.37 | 2464 |
| 9020 | DESV. ALTA AL PEDREGAL | 473732.316 | 2132197.01 | 2918 |
| 9022 | KM.39.5 A CUERNAVACA | 480719.474 | 2115590.69 | 2240 |
| 9029 | KM. 6+250 GRAN CANAL | 491254.541 | 2154310.77 | 2240 |
| 9036 | COL. MARTE, COL. MARTE | 485999.332 | 2143248.72 | 2200 |
| 9041 | SAN FCO. TLALNE.(XOCHI) | 487735.37 | 2122961.44 | 2240 |
| 9045 | SANTA ANA (MILPA ALTA) | 500000 | 2119269.06 | 2240 |
| 13002 | APAN, APAN (DGE) | 557636.121 | 2180221.52 | 2496 |
| 13008 | EL MANANTIAL, TIZAYUCA | 505235.518 | 2194883.27 | 1900 |
| 13027 | SAN JERONIMO, TEPEAPULCO | 554109.27 | 2191276.66 | 1528 |
| 13029 | SAN LORENZO ZAYULA, | 568008.985 | 2207924.44 | 1528 |
| 13030 | SAN RAFAEL MAZATEPEC, | 548877.602 | 2189416.9 | 2370 |
| 13033 | SINGUILUCAN, SINGUILUCAN | 550569.918 | 2207865.54 | 2714 |
| 13079 | PRESA EL GIRON,EPAZOYUCA | 536600.272 | 2217052.57 | 2334 |
| 13085 | PRESA TEZOYO, ALMOLOYA | 576784.152 | 2195049.35 | 2590 |
| 13091 | TIZAYUCA, TIZAYUCA (DGE) | 503490.443 | 2193038.56 | 2270 |

| ID | NOMBRE | X (UTM) | Y (UTM) | ALTITUD (msnm) |
|-------|--------------------------|------------|------------|----------------|
| 13127 | EL ASERRADERO, CUAUTEPEC | 569767.082 | 2204242.07 | 2000 |
| 15008 | ATENCO, TEXCOCO (DGE) | 508741.875 | 2161687.6 | 2300 |
| 15014 | CHAPULHUAC, OTZOLOTEPEC | 449267.431 | 2150691.52 | 2801 |
| 15017 | COATEPEC DE LOS OLIVOS, | 515751.155 | 2143250.15 | 2410 |
| 15020 | CHALCO, CHALCO | 510507.954 | 2130336.95 | 2280 |
| 15039 | JUCHITEPEC, JUCHITEPEC | 514024.711 | 2111897.88 | 2860 |
| 15041 | KM. 27+250 GRAN CANAL, | 493011.862 | 2174596.63 | 2250 |
| 15045 | LA MARQUESA, LERMA | 466734.395 | 2135897.03 | 3030 |
| 15047 | LAS ARBOLEDAS (R.TUIPAN) | 477274.065 | 2163544.5 | 2280 |
| 15055 | MAQUIXCO, TEMASCALAPA | 517457.687 | 2187513.8 | 2530 |
| 15059 | MOLINO BLANCO, NAUCALPAN | 477262.41 | 2154323.2 | 2226 |
| 15061 | NETZAHUALCOYOTL (P.MPAL) | 500000 | 2167218.34 | 2233 |
| 15077 | PRESA TOTOLICA,NAUCALPAN | 470260.234 | 2150644.75 | 2380 |
| 15090 | SN.JERONIMO XONACAHUACAN | 505238.789 | 2183817.47 | 2260 |
| 15094 | SAN LUIS AMECA, | 503504.416 | 2121113.32 | 2450 |
| 15095 | SAN LUIS AYUCAN, | 463277.704 | 2158034.53 | 2700 |
| 15098 | SAN MARTIN OBISPO, | 480776.247 | 2169072.89 | 2253 |
| 15099 | SAN MATEO ACUITLAPILCO, | 496506.293 | 2176439.84 | 2235 |
| 15101 | S. M. TLAIXPAN, TEXCOCO | 519235.611 | 2158007.34 | 2420 |
| 15103 | S.PEDRO NEXAPA,AMECAMECA | 528053.091 | 2110069.56 | 2650 |
| 15127 | TOTOLICA (S. BARTOLO),N. | 473761.682 | 2152483.53 | 2325 |
| 15129 | TULTEPEC, TULTEPEC | 489518.874 | 2176442.58 | 2245 |
| 15145 | CAMTO. PLAN LAGO DE TEX. | 500000 | 2150620.26 | 2236 |
| 15170 | CHAPINGO, TEXCOCO | 512242.233 | 2156157.01 | 2250 |
| 15210 | SAN JUAN TOTOLAPAN, | 531473.443 | 2159868.82 | 2882 |
| 15274 | NOPALA, NEUYPOXTLA | 500000 | 2202259.61 | 2233 |
| 29010 | HUEYOTLIPAN, HUEYOTLIPAN | 568213.788 | 2154437.71 | 2553 |
| 29016 | NANACAMILPA (DGE) | 548973.541 | 2154375.17 | 2734 |
| 29025 | SAN MARCOS, CALPULALPAN | 538451.62 | 2167259.61 | 2590 |
| 29034 | ZOQUIAPAN, CALPULALPAN | 557683.75 | 2165466.92 | 2450 |
| 29052 | EL ROSARIO, TLAXCO | 582105.31 | 2176628.55 | 2340 |

3.4.1. Validación de fuentes de información de precipitación y temperatura.

Las series temporales de precipitación y temperatura registradas en las estaciones climatológicas de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) antes descritas, se tomaron como valores de referencia para validar las bases de datos globales de precipitación de CHIRPS, CFSR y MERRA-2 y de temperatura de CFSR, MERRA-2 y Daymet. Para ello se seleccionó un período en común, que va del 1 de enero de 1981 hasta el 31 de diciembre de 2016. La comparación se realizó de manera mensual y anual para la serie de tiempo promediada en toda el área de estudio. Para evaluar la confiabilidad de los datos de precipitación y temperatura recabados, se

emplearon medidas estadísticas que incluyen al coeficiente de correlación (r), la pendiente y ordenada al origen del modelo de regresión lineal, el error cuadrático medio (RMSE) y el coeficiente de eficiencia (NS) de Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe 1970). Estas cuatro estadísticas se calculan mediante las siguientes ecuaciones.

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{ref,i} - x'_{ref})(x_{inv,i} - x'_{inv})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{ref,i} - x'_{ref})^2 \sum_{i=1}^n (x_{inv,i} - x'_{inv})^2}} \quad (10)$$

$$x_{inv} = mx_{ref} + b \quad (11)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{ref,i} - x_{inv,i})^2}{n}} \quad (12)$$

$$NS = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (x_{inv,i} - x_{ref,i})^2}{\sum_{i=1}^n (x_{ref,i} - x'_{ref})^2} \right] \quad (13)$$

En las ecuaciones 10 al 13, x_{ref} denota los datos de referencia de estaciones climatológicas, x_{inv} denota los datos de productos globales, n es la cantidad total de pares de datos que se calculan en este estudio e i es el i -ésimo valor de la serie de tiempo, que se enumera a lo largo del tiempo. x'_{ref} y x'_{inv} son las medias de referencia y los datos investigados en las series de tiempo, respectivamente

3.4.2. Corrección del sesgo en bases de datos globales de lluvia y temperatura.

3.4.2.1. Precipitación

La corrección del sesgo de precipitación CHIRPS (CHIRPS-C) consta de dos pasos: corrección del sesgo mensual y corrección del sesgo diario. La corrección del sesgo de la precipitación mensual se realizó mediante una función de potencia (Goshime et al.2019; Wörner et al. 2019) de la siguiente manera:

$$P_{s,i} = a_m P_i^{b_m} \quad (14)$$

Donde P_i es la precipitación mensual satelital para la fecha i (año/mes), $P_{s,i}$ es la precipitación mensual corregida por sesgo para la fecha i , a_m y b_m son coeficientes de calibración para cada mes, es decir, 24 parámetros para calcular. Los parámetros a_m y b_m se calibraron utilizando la precipitación mensual histórica interpolada ($P_{h,i}$) de las estaciones climatológicas, reduciendo el error cuadrático medio entre $P_{s,i}$ y $P_{h,i}$, utilizando la función Excel Solver disponible en el

programa Microsoft Excel, para los píxeles de las bases de datos satelitales que contenían al menos un pluviómetro, para los píxeles que no contaron con información de pluviómetros, el ajuste se realizó por medio de series interpoladas de precipitación de los pluviómetros en cada píxel, utilizando el método de la distancia inversa ponderada (IDW) (ecuaciones 10 y 11).

Posteriormente, la precipitación diaria satelital se corrigió utilizando la relación de la precipitación corregida por sesgo mensual de satelital entre la precipitación mensual original de satélite de la siguiente manera:

$$P_{s,t} = P_t \frac{P_{s,i}}{P_i} \quad (15)$$

Donde $P_{s,t}$ es la precipitación diaria satelital con sesgo corregido para el día t , P_t es la precipitación diaria satelital para el día t , $P_{s,i}$ es la precipitación media mensual satelital con sesgo corregido, P_i es la precipitación media mensual satelital.

3.4.2.2. Temperatura

La corrección del sesgo de temperatura se realizó con el modelo lineal presentado por [Wörner et al \(2019\)](#), expresado de la siguiente manera:

$$T_{bc}(d) = T_{orig}(d) + \left(\mu(T_{obs}(i)) - \mu(T_{hist,orig}(i)) \right) \quad (16)$$

Dónde T_{bc} indica dato con corrección de sesgo, T_{orig} es la temperatura original, d indica el día, q es la media, i indica el mes.

3.5. Modelo de entrada al código SWB.

La configuración de entrada al modelo SWB consistió en dos etapas. En la primera se crearon los conjuntos de datos de: grupo hidrológico de suelos, uso del suelo, capacidad de almacenamiento de humedad del suelo y dirección del flujo de agua superficial, en formato ráster de 271 filas x 269 columnas de 500x500 m en un sistema de coordenadas UTM zona 14 norte, Datum WGS 84, en un dominio en Xmin: 452,259.66, Xmax: 587,759.66, Ymin: 2,103,097.50, Ymax: 2,237,597.50 m, estos conjuntos de datos fueron constantes en todo el periodo de simulación.

El uso del suelo se derivó del producto CCI Land Cover (Figura 1.b), los grupos hidrológicos del suelo y la capacidad de retención de agua en el suelo (Figura 5.a y Figura 5.b respectivamente) se

obtuvieron de las características de los tipos de suelo del conjunto de datos de SoilGrids, siguiendo los grupos descritos por [Westenbroek et al. \(2018\)](#). El ráster de dirección de flujo requerido en el modelo SWB se calculó a través del algoritmo r.watershed en GRASS GIS v7.8.5 ([Neteler et al. 2012](#)) utilizando el modelo de elevación digital Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) v4 a una resolución de píxel de 90 m ([Bamler 1999](#)).

En la segunda fase de configuración del modelo se crearon los conjuntos de datos de variables climatológicas, de precipitación y temperatura máxima y mínima distribuida espacialmente para cada día del periodo de simulación (Figura 6). Los registros diarios de las estaciones climatológicas, se interpolaron en una malla de 500 x 500 m utilizando el algoritmo IDW ([Shepard 1968](#)) desarrollado en Python 3.9 ([Van Rossum y Drake 2009](#)) y utilizando un exponente de 2. La precipitación de CHIRPS, CHIRPS-C y la temperatura del aire de Daymet se promediaron espacialmente para ajustarse a la cuadrícula de 500 x 500 m a través de la librería Xarray ([Hoyer y Hamman 2017](#)). Para cada variable climatológica usada en el modelo se generó un archivo por año que contiene la información para cada celda y día de análisis en formato netCDF mediante el lenguaje de programación Python, que contiene 271 columnas y 269 filas de 500 x 500 metros.

Para evaluar el impacto de las fuentes de datos se utilizaron cuatro (4) configuraciones del modelo para simular la recarga potencial en la CM, combinando información climatológica local y global, en la Tabla 11 se describen cada una de estas.

Tabla 11: Configuraciones del modelo utilizadas para simular la recarga potencial en la CM.

| Etiqueta | Nombre del Modelo | Datos de Precipitación | Datos de Temperatura | Período de Simulación |
|-----------------|--------------------------|---|-----------------------------|------------------------------|
| M1 | Modelo Local | Estaciones climatológicas | Estaciones climatológicas | 2000-2016 |
| M2 | Modelo CHIRPS | CHIRPS | Estaciones climatológicas | 2000-2016 |
| M3 | Modelo CHIRPS-C | CHIRPS con corrección de sesgo (CHIRPS-C) | Estaciones climatológicas | 2000-2016 |
| M4 | Modelo CHIRPS-Daymet | CHIRPS | Daymet | 2000-2021 |

La humedad del suelo inicial se asumió de 0%, la ETP se estimó con el método de [Hargreaves and Samani \(1985\)](#), ya que este método permite realizar la estimación de la ETP espacialmente variable.

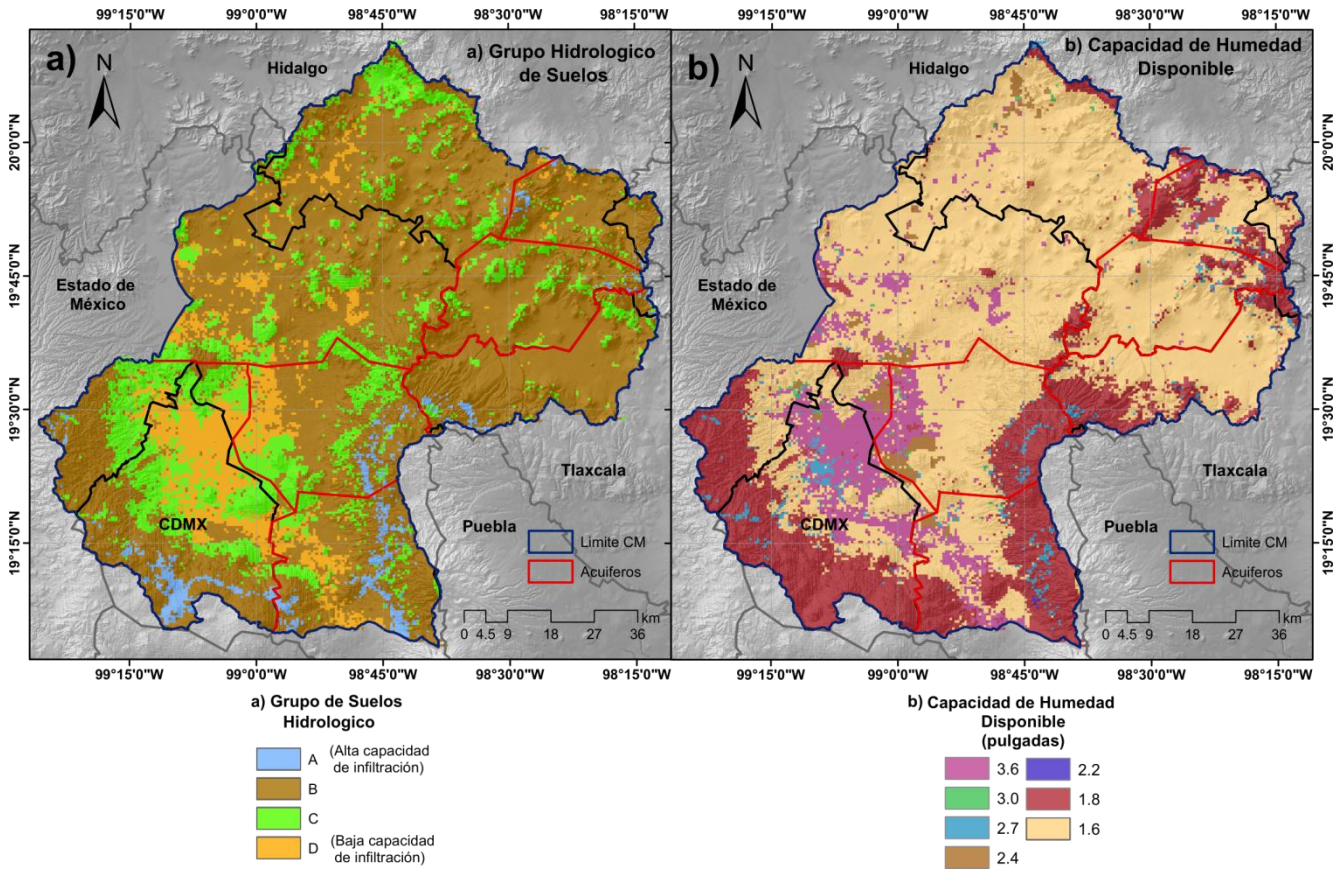


Figura 5: Configuración del modelo SWB a) grupo hidrológico de suelos, b) capacidad de humedad disponible.

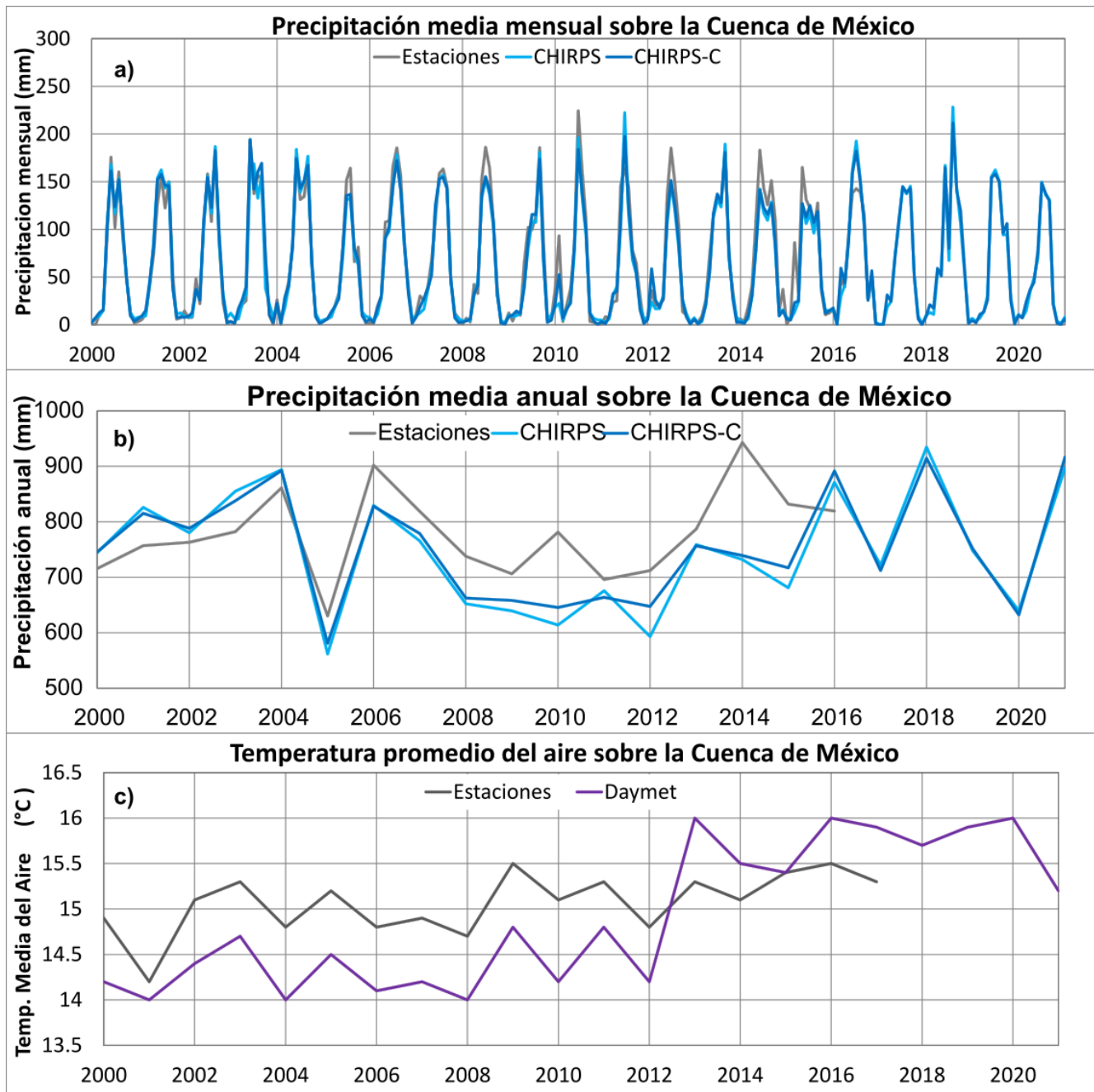


Figura 6: Comportamiento temporal de las variables climatológicas de entrada al modelo a) precipitación mensual promedio espacial, b) precipitación anual promedio espacial, de las bases de datos de estaciones climatológicas, CHIRPS y CHIRPS con corrección del sesgo (CHIRPS-C) c) temperatura media promedio espacial para la Cuenca de México, de las bases de datos de estaciones climatológicas y Daymet.

3.6. Calibración del Modelo.

La calibración del modelo se realizó para la evapotranspiración real (ETR) a una escala anual y el escurrimiento directo a escala mensual, ya que son los componentes del balance hídrico con los que se cuenta información.

La primera fase de la calibración se realizó de forma iterativa (es decir, con un enfoque de prueba y error) variando las profundidades de enraizamiento de la vegetación en razón de 1% a partir de sus valores originales (Tabla 12) de manera homogénea para todos los tipos de cobertura vegetal presente en la zona de estudio, hasta lograr una similitud entre los valores de ETR anual estimada con SWB y los valores de evapotranspiración real anual (ETR) de productos globales (Tabla 4), en la Tabla 13 se presentan los valores finales de profundidad de enraizamiento, como el producto MOD16 (Mu et al. 2011); el producto GLEAM v3.5 (Martens et al. 2017); TerraClimate (Abatzoglou et al. 2018); y los modelos empíricos de Turc (1961) y Coutagne (1949) ya que estos se tomaron como valores de referencia para su comparación con los valores obtenidos por las simulaciones del modelo SWB, para verificar que los valores de ETR simulados se encuentren dentro del mismo rango de los productos globales y modelos empíricos, con una variación de ~5%.

Durante la segunda fase de calibración del modelo, los números de curva se ajustaron de manera iterativa a razón de 1, a partir de los valores presentados por Westenbroek et al. (2010) (Tabla 4) para cada una de las combinaciones de cobertura terrestre y tipo de suelo hidrológico presentes en la zona de estudio, hasta que se minimizo el error entre el escurrimiento directo pronosticado por SWB y el escurrimiento directo derivado de las dos estaciones hidrométricas (San Lucas y El Molinito) a través del error cuadrático medio (RMSE), en la Tabla 13 se presentan los valores finales de numero de cuerva para combinación de cobertura terrestre y tipo de suelo hidrológico, sin embargo, se usaron otras métricas como la Eficiencia Kling-Gupta (KGE) (ver Clark et al. 2021) y el coeficiente de correlación de Pearson para evaluar el rendimiento del modelo. Dado que el modelo SWB no estima el gasto base, el escurrimiento directo derivado de los datos observados de caudal se calculó a partir del filtro digital recursivo propuesto por Lyne y Hollyc (1979):

$$Qd_t = \alpha Qd_{t-1} + \frac{1+\alpha}{2} (Qt_t - Qt_{t-1}) \quad (17)$$

Donde el subíndice t se refiere a la fecha, Qd es el escurrimiento calculado, Qt es el caudal observado (escurrimiento directo + caudal base) y α es el parámetro de filtro. Este filtro se aplicó tres veces, alternando la orientación temporal, y α se definió como 0.925, siguiendo a [Nathan y McMahon \(1990\)](#).

Tabla 12: Números de curva y profundidad de enraizamiento iniciales ([Westenbroek et al. 2010](#)).

| Código | Descripción | Impermeabilidad asumida | NUMERO DE CURVA | | | | PROFUNDIDAD RADICULAR (PIES) | | | |
|--------|--|-------------------------|-----------------|-----|-----|-----|------------------------------|------|------|------|
| | | | A | B | C | D | A | B | C | D |
| 11 | Cuerpos de agua | No aplica | 100 | 100 | 100 | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 12 | Hielo/nieve perenne | No aplica | 40 | 40 | 40 | 40 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 21 | Residencial de baja densidad | 30 | 74.6 | 88 | 89 | 90 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| 22 | Residencial de alta densidad | 65 | 86 | 88 | 89 | 90 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| 31 | Roca/arena/arcilla desnuda expuesta (suponga que es similar a un camino de tierra) | No aplica | 71 | 82 | 88 | 90 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 41 | Bosque caducifolio | 0 | 32 | 50 | 60 | 68 | 2 | 1.97 | 1.74 | 1.82 |
| 42 | Bosque siempre verde | 0 | 39 | 55 | 63 | 71 | 2 | 1.97 | 1.74 | 1.82 |
| 43 | Bosque mixto | 0 | 46 | 60 | 67 | 74 | 2.67 | 2.79 | 2.61 | 2.17 |
| 51 | Matorrales (se supone que es lo mismo que un parque) | 0 | 59 | 69 | 74 | 79 | 3.33 | 3.61 | 2.59 | 3.4 |
| 61 | Huerta | 0 | 53 | 65 | 71 | 77 | 5.37 | 5.37 | 2.59 | 3.47 |
| 71 | Pastizales / herbáceas (agricultura de raíces profundas) | 0 | 68 | 76 | 80 | 83 | 3.33 | 3.61 | 2.11 | 3.4 |
| 81 | Pasto (En buen estado) | 0 | 83 | 86 | 88 | 89 | 3.33 | 3.61 | 2.11 | 3.4 |
| 82 | Cultivos en hileras (agricultura de raíces poco profundas) | 0 | 84 | 87 | 88 | 89 | 1.67 | 2 | 0.53 | 1.67 |
| 83 | Granos pequeños (agricultura de arraigo moderado) | 0 | 71 | 78 | 81 | 84 | 3.05 | 3.33 | 2 | 2.73 |
| 84 | Barbecho (tipo supuesto barbecho, suelo desnudo) | 0 | 84 | 87 | 88 | 89 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 |
| 85 | Céspedes urbanos/recreativos (supuesto tipo espacio abierto, feria) | 0 | 67 | 75 | 79 | 82 | 3.33 | 3.61 | 2.59 | 3.4 |
| 91 | Humedal boscoso | 0 | 87 | 89 | 91 | 91 | 4.5 | 4.5 | 4.5 | 4.5 |
| 92 | Humedal | 0 | 88 | 90 | 91 | 91 | 4.5 | 4.5 | 4.5 | 4.5 |

Tabla 13: Números de curva final y profundidad de enraizamiento.

| Código | Descripción | Impermeabilidad asumida | NUMERO DE CURVA | | | | PROFUNDIDAD RADICULAR (PIES) | | | |
|--------|--|-------------------------|-----------------|-----|-----|-----|------------------------------|---|---|---|
| | | | A | B | C | D | A | B | C | D |
| 11 | Cuerpos de agua | No aplica | 100 | 100 | 100 | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 22 | Residencial de alta densidad | 65 | 84 | 86 | 87 | 88 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| 31 | Roca/arena/arcilla desnuda expuesta (suponga que es similar a un camino de tierra) | No aplica | 69 | 80 | 86 | 88 | 1 | 1 | 1 | 1 |

| Código | Descripción | Impermeabilidad asumida | NUMERO DE CURVA | | | | PROFUNDIDAD RADICULAR (PIES) | | | |
|--------|--|-------------------------|-----------------|----|----|----|------------------------------|------|------|------|
| | | | A | B | C | D | A | B | C | D |
| 41 | Bosque caducifolio | 0 | 30 | 48 | 58 | 66 | 1.50 | 1.48 | 1.31 | 1.37 |
| 42 | Bosque siempre verde | 0 | 37 | 53 | 61 | 69 | 1.50 | 1.48 | 1.31 | 1.37 |
| 51 | Matorrales (se supone que es lo mismo que un parque) | 0 | 57 | 67 | 72 | 77 | 2.50 | 2.71 | 1.94 | 2.55 |
| 71 | Pastizales / herbáceas (agricultura de raíces profundas) | 0 | 66 | 74 | 78 | 81 | 2.50 | 2.71 | 1.58 | 2.55 |
| 82 | Cultivos en hileras (agricultura de raíces poco profundas) | 0 | 82 | 85 | 86 | 87 | 1.25 | 1.50 | 0.40 | 1.25 |

3.7. Análisis espacial de la recarga.

Después del proceso de calibración, los resultados de la simulación de la recarga vertical en la CM se analizaron de forma distribuida para toda la cuenca, por zonas geográficas y por acuíferos como se puede observar en la Figura 7. Las zonas geográficas fueron definidas a partir de propiedades geológicas y geomorfológicas para propósitos de comparación.

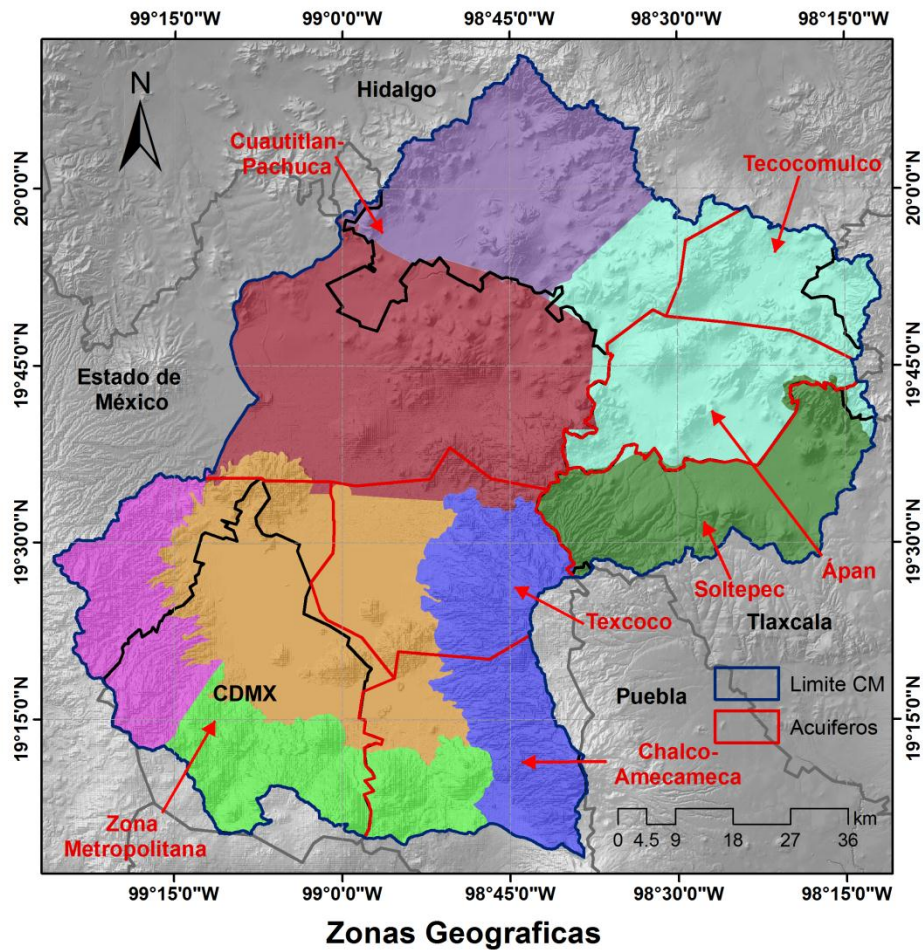


Figura 7: Cuenca de México, Acuíferos y Zonas Geográficas para la presentación y análisis de resultados de la recarga vertical de aguas subterráneas en la CM.

IV. RESULTADOS: CARACTERIZACIÓN REGIONAL DE LA RECARGA EN LA CUENCA DE MÉXICO.

4.1. Validación de fuentes de información de precipitación

En las Figura 8 y Figura 9 se muestra las series de tiempo de precipitación mensual y anual de las bases de datos precipitación (ver Tabla 4 y Tabla 5), donde se observa en general que las series de datos evaluadas tienen comportamiento similar con la serie de referencia de estaciones climatológicas en la CM durante el periodo comprendido de 1981 a 2016. Sin embargo, se observó que CFSR sobreestima hasta en 150 % la lluvia de las estaciones, mientras que MERRA2 sobreestima la precipitación de referencia en un 25%. Finalmente los datos satelitales de CHIRPS presentan valores de precipitación más cercanos a los de referencia con una variación del 1%.

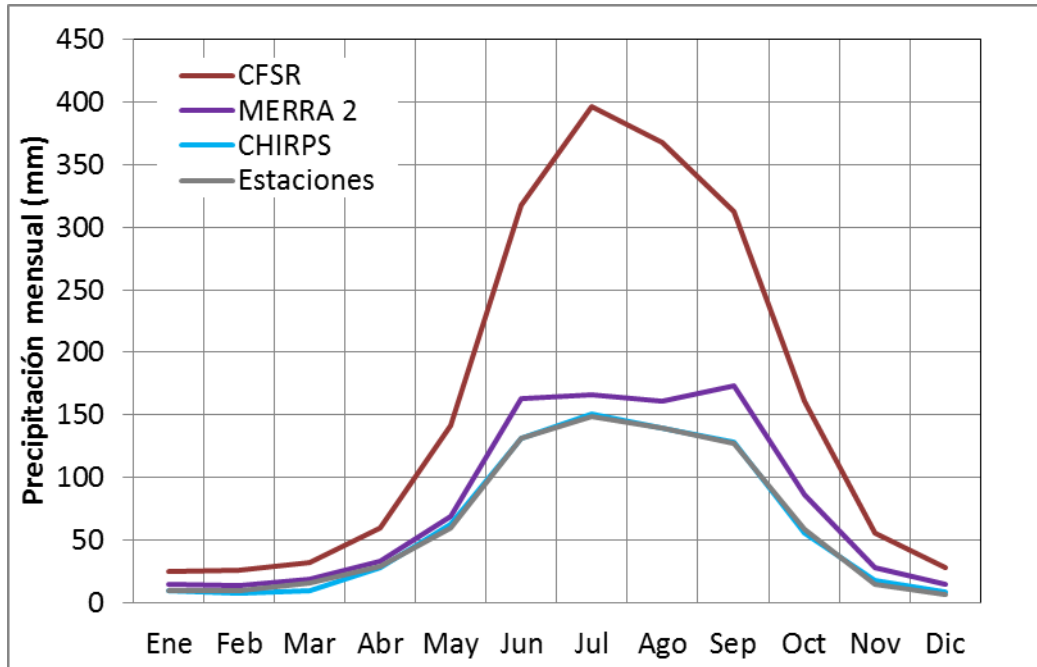


Figura 8: Comparación de la precipitación media mensual de las bases de datos estudiadas.

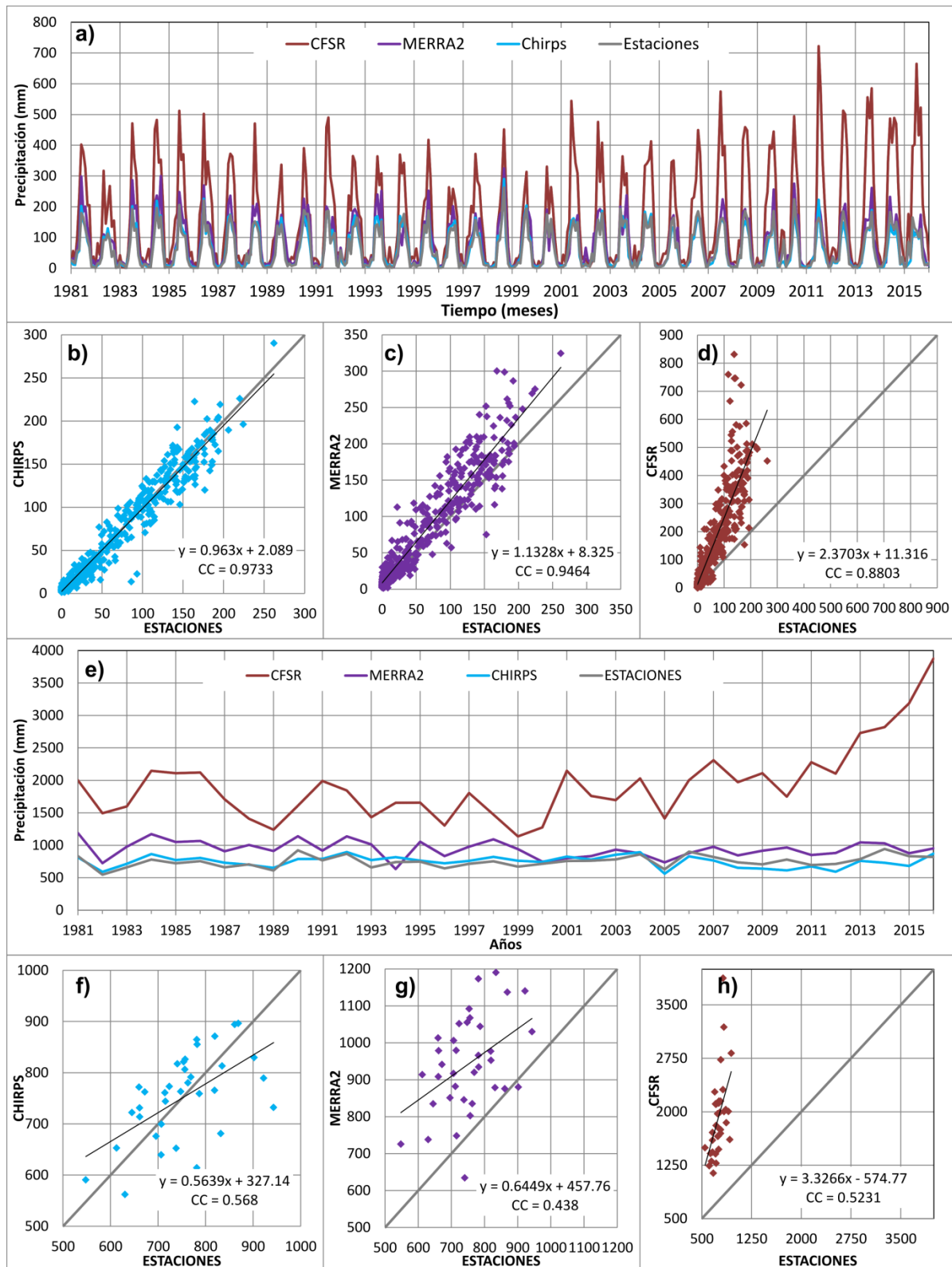


Figura 9: Comparación entre las series de tiempo de precipitación media en la CM a) Mensual, diagramas de dispersión mensuales b) estaciones vs CHIRPS, c) estaciones vs MERRA2, d) estaciones vs CFSR, e) series anuales de precipitación, diagramas de disección anual f) estaciones vs CHIRPS, g) estaciones vs MERRA2, h) estaciones vs CFSR.

El resumen estadístico de precipitación que se muestra en la Tabla 14 destaca que tanto MERRA2 como CHIRPS tienen un mejor rendimiento para representar la precipitación en la CM tomando a las series de estaciones climatológicas como referencia en ambas escalas de tiempo para el periodo de 1981-2016. Además de las medias mensuales y anuales muy semejantes, CHIRPS muestra el mejor rendimiento con respecto al coeficiente de correlación, modelo lineal, RSMC y NS. Este es seguido por MERRA2, mientras que el producto CFSR presenta grandes variaciones con respecto a la media, desviación estándar, modelo lineal, RSMC y NS.

Tabla 14: Estadísticos aplicados a las series de precipitación mensual y anual.

| Estadístico | Intervalo | Estaciones Climatológicas | CHIRPS | MERRA2 | CFSR |
|------------------------------------|-----------|---------------------------|--------|--------|--------|
| Media (mm) | Anual | 750.7 | 750.5 | 941.9 | 1922.6 |
| | Mensual | 62.6 | 62.3 | 79.2 | 159.6 |
| Desviación Estándar (mm) | Anual | 88.0 | 87.3 | 129.5 | 559.9 |
| | Mensual | 61.4 | 60.7 | 73.5 | 165.2 |
| Coefficiente de Correlación | Anual | | 0.569 | 0.439 | 0.523 |
| | Mensual | | 0.973 | 0.946 | 0.880 |
| m | Anual | | 0.564 | 0.645 | 3.327 |
| | Mensual | | 0.963 | 1.133 | 2.370 |
| b | Anual | | 327.14 | 457.76 | 574.77 |
| | Mensual | | 2.089 | 8.325 | 11.316 |
| RMSE (mm) | Anual | | 80.3 | 225.1 | 1278.9 |
| | Mensual | | 14.1 | 30.1 | 150.3 |
| NS | Anual | | 0.130 | 0.040 | 0.030 |
| | Mensual | | 0.946 | 0.840 | 0.383 |

Donde m y b son la pendiente y la ordenada al origen respectivamente del modelo lineal, RMSE es la raíz de error cuadrado medio por sus siglas en inglés, NS el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe.

La visualización grafica de los resultados de los estadísticos de las series de tiempo (desviación estándar, RMSE y el coeficiente de correlación de Pearson) se presentan en el diagrama de Taylor (Figura 10), en el que se verifica visualmente el rendimiento distintivo de cada producto. En general, MERRA2 y CHIRPS presentan una mejor confiabilidad de los productos de precipitación derivada de modelos globales con respecto al rendimiento estadístico, caracterizado por la desviación estándar y RMSE relativamente pequeños, y valores de ρ relativamente más altos en ambas escalas temporales (mensual y anual).

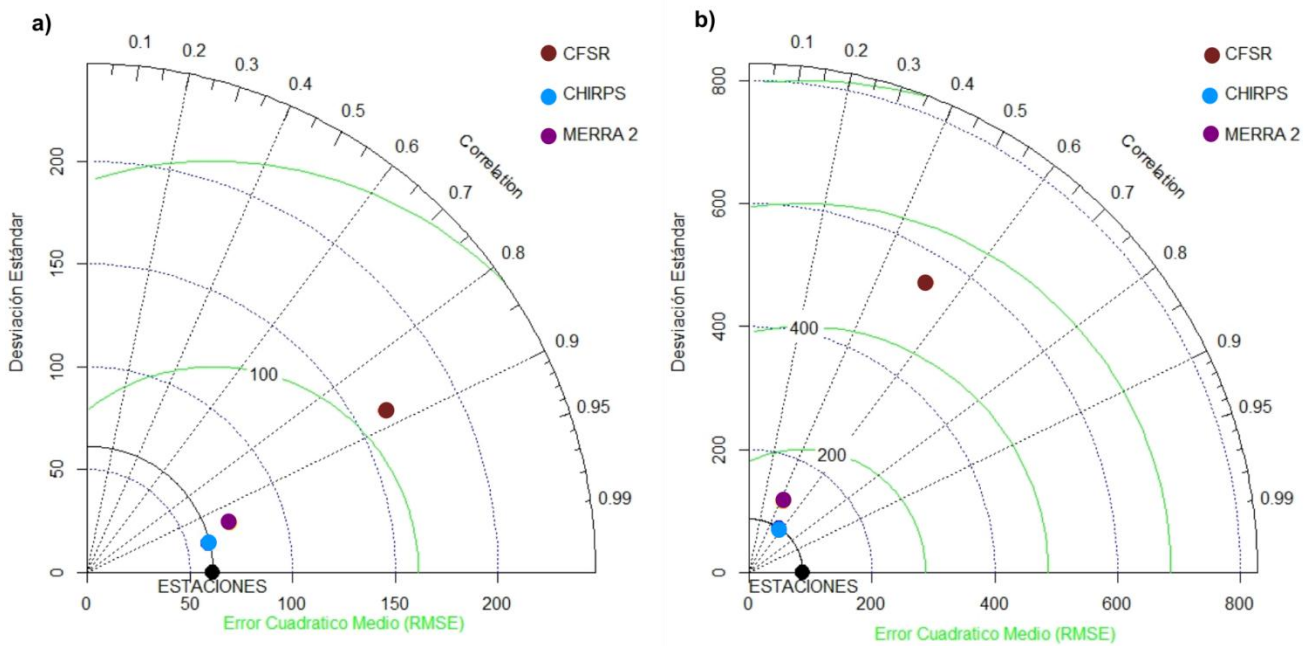


Figura 10: Diagrama de Taylor de la precipitación en la CM para 1981-2016, para las bases de datos CHIRPS, MERRA2, CFSR y tomando a las series de estaciones de referencia, a) mensual y b) anual.

4.2. Corrección del sesgo en bases de datos globales de precipitación.

La corrección por sesgo se aplicó únicamente a las bases de datos de CHIRPS y MERRA2, esto debido a que el producto CFSR generó fuertes diferencias con los datos de referencia.

4.2.1 Corrección de Sesgo para CHIRPS

En la Figura 11 se muestran las series temporales de precipitación mensual y anual registrada en los pluviómetros de las estaciones climatológicas, CHIRPS original y CHIRPS con corrección de sesgo (CHIRPS-C). La precipitación mensual media de la Cuenca de México (CM) derivada de CHIRPS siguió los patrones temporales de precipitación media interpolada de estaciones climatológicas (Figura 11.a, Figura 11.b y Figura 11.c), con un coeficiente de correlación de Pearson de 0.96 y un RMSE de 14.1 mm. CHIRPS-C mejoró ligeramente el coeficiente de correlación a 0.97 y redujo el RMSE a 12.6 mm. Por su lado la precipitación anual media de la cuenca de México (CM) derivada de CHIRPS de igual manera que la mensual siguió el comportamiento de los patrones temporales de la precipitación interpolada de estaciones climatológicas (Figura 11.d, Figura 11.e y Figura 11.f), con un coeficiente de correlación de

Pearson de 0.57 y un RMSE de 80 mm, CHIRPS-C mejoró ligeramente el coeficiente de correlación a 0.63 y redujo el RMSE a 72 mm.

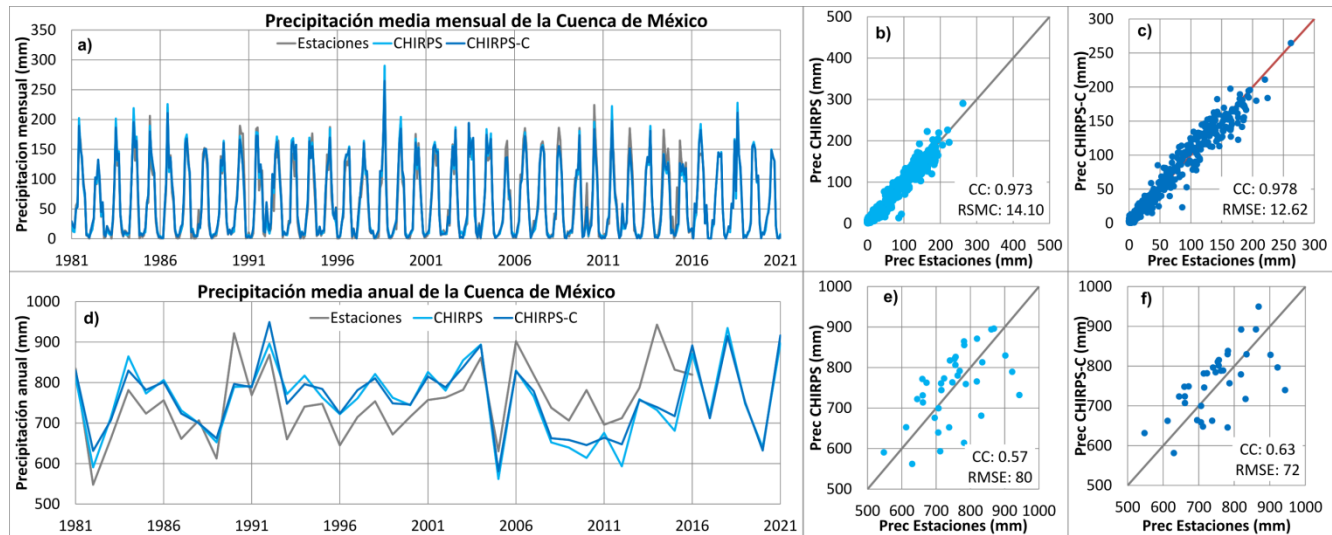


Figura 11: Comparación de a) precipitación mensual y d) precipitación anual entre estaciones climatológicas, CHIRPS y CHIRPS con corrección de sesgo (CHIRPS-C) promediados espacialmente sobre la extensión de la Cuenca de México (CM). En las figuras b) y e), respectivamente, se muestra el diagrama de correlación de series temporales de precipitación de CHIRPS frente a las estaciones en intervalos de tiempo mensuales y anuales, y en las figuras c) y f) de CHIRPS-C frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, respectivamente.

Las comparaciones basadas en puntos de la precipitación mensual se muestran en la Figura 12, donde se usaron las coordenadas de las 47 estaciones climatológicas (Figura 1.a) para extraer las series temporales de CHIRPS y CHIRPS-C, para compararlas con las registradas en los pluviómetros de las estaciones climatológicas. El coeficiente de correlación de la comparación basada en píxeles de CHIRPS con estaciones fue de 0.87, con un RSME de 35.2 mm. Utilizando el conjunto de datos CHIRPS-C, estas métricas cambiaron a 0.9 y 30.9 mm, respectivamente para la precipitación mensual, mientras que para la anual se tiene que la comparación de CHIRPS y estaciones el coeficiente de correlación es de 0.70 y un RSME de 191 mm, estos valores cambian a 0.81 y 154 mm al comparar CHIRPS-C y estaciones. Sin embargo, CHIRPS y CHIRPS-C subestimaron algunas precipitaciones puntuales superiores a 900 mm registradas en los pluviómetros, relacionadas con altas tasas de precipitación local en las elevaciones altas al sur y suroeste de la CM, en la Sierra de las Cruces.

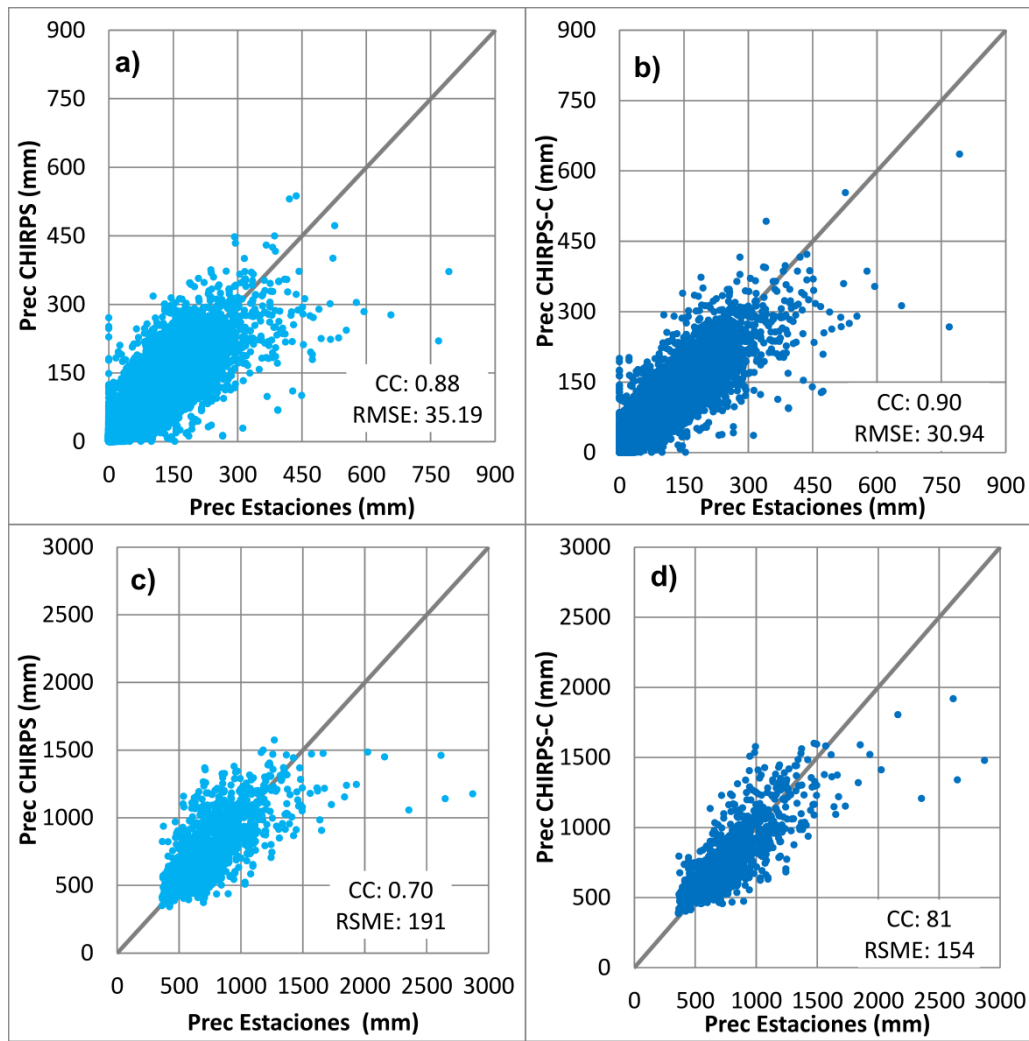


Figura 12: En las figuras a) y c), respectivamente, se muestra una comparación basada en píxeles de las series temporales de precipitación de CHIRPS frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, y en las figuras b) y d) de CHIRPS-C frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, respectivamente.

4.2.2. Corrección de Sesgo para MERRA2

En la Figura 13 se muestran las series temporales de precipitación mensual y anual registrada en los pluviómetros de las estaciones climatológicas, MERRA2 y MERRA2-C con corrección de sesgo (MERRA2-C). La precipitación mensual media de la Cuenca de México (CM) derivada de MERRA2 siguió los patrones temporales de precipitación media interpolada de estaciones climatológicas (Figura 13.a, Figura 13.b, Figura 13.c), con un coeficiente de correlación de Pearson de 0.946 y un RMSE de 30.08 mm. MERRA2-C mejoró ligeramente el coeficiente de correlación a 0.948 y redujo el RMSE a 16.18 mm. Por su lado la precipitación anual media de la cuenca de México (CM) derivada de MERRA de igual manera que la mensual siguió el comportamiento de los

patrones temporales de la precipitación interpolada de estaciones climatológicas (Figura 13.d, Figura 13.e, Figura 13.d), con un coeficiente de correlación de Pearson de 0.44 y un RMSE de 225.1 mm, MERRA2-C mejoro ligeramente el coeficiente de correlación a 0.59 y redujo el RMSE a 92.6 mm.

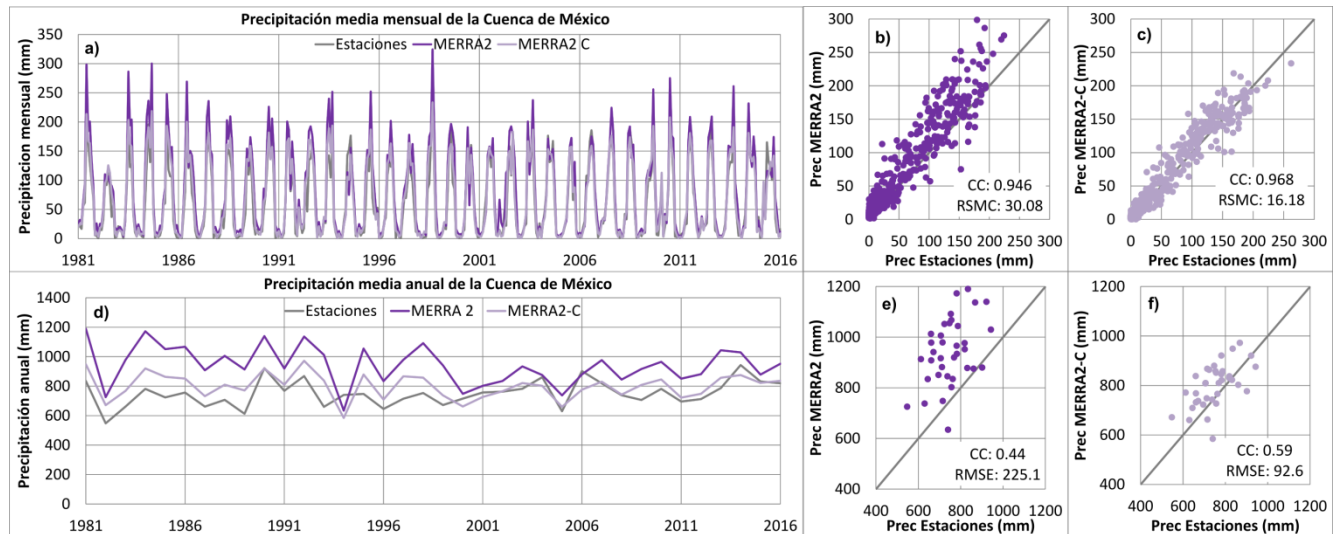


Figura 13: Comparación de a) precipitación mensual y d) precipitación anual entre estaciones climatológicas, MERRA2 y MERRA2 con corrección de sesgo (MERRA2-C) promediados espacialmente sobre la extensión de la Cuenca de México (CM). En las figuras b) y e), respectivamente, se muestra el diagrama de correlación de series temporales de precipitación de MERRA2 frente a las estaciones en intervalos de tiempo mensuales y anuales, y en las figuras c) y f) de MERRA2-C frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, respectivamente.

Las comparaciones basadas en puntos de la precipitación mensual se muestran en la Figura 14, donde se usaron las coordenadas de los 5 píxeles de MERRA2 que contaban con al menos una estación climatológica (Figura 1.a) para comparar. Para la comparación se obtuvo el promedio de las series de las estaciones que se encuentran dentro del área de influencia del píxel de MERRA2. El coeficiente de correlación de la comparación basada en píxeles de MERRA2 con estaciones fue de 0.79, con un RSME de 50.04 mm. Utilizando el conjunto de datos MERRA2-C, estas métricas cambiaron a 0.92 y 28.83 mm, respectivamente, para la precipitación mensual, mientras que para la anual se tiene que la comparación de MERRA2 y estaciones el coeficiente de correlación es de -0.145 y un RSME de 153.6 mm, estos valores cambian a 0.82 y 153.4 respectivamente mm al comparar MERRA2-C y estaciones.

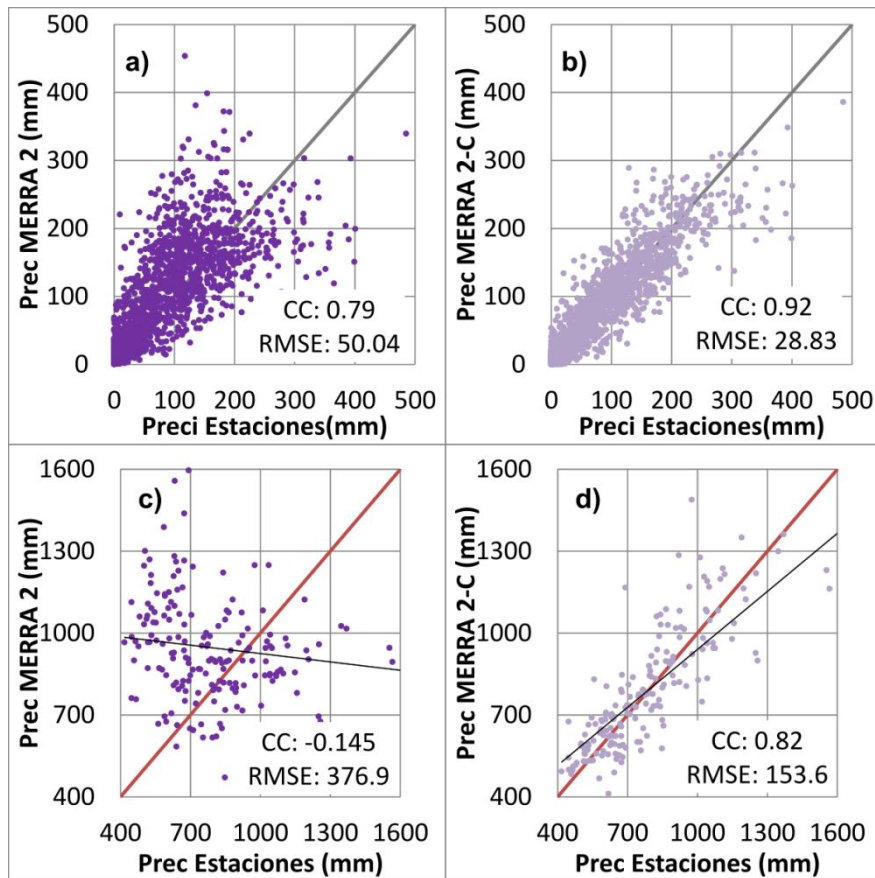


Figura 14: En las figuras a) y c), respectivamente, se muestra una comparación basada en píxeles de las series temporales de precipitación de MERRA2 frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, y en las figuras b) y d) de MERRA2-C frente a los pluviómetros de estaciones climatológicas en intervalos de tiempo mensuales y anuales, respectivamente.

4.2.3. Comparación de resultados de la corrección de sesgo en la precipitación

La Figura 15 se muestra el hietograma de precipitación promedio del periodo de 1981 a 2016 para las bases de datos de CHRIPS, CHIRPS-C, MERRA2, MERRA2-C y pluviómetros de estaciones climatológicas, en la que se observa que CHIRPS-C prácticamente tiene la misma magnitud que los pluviómetros.

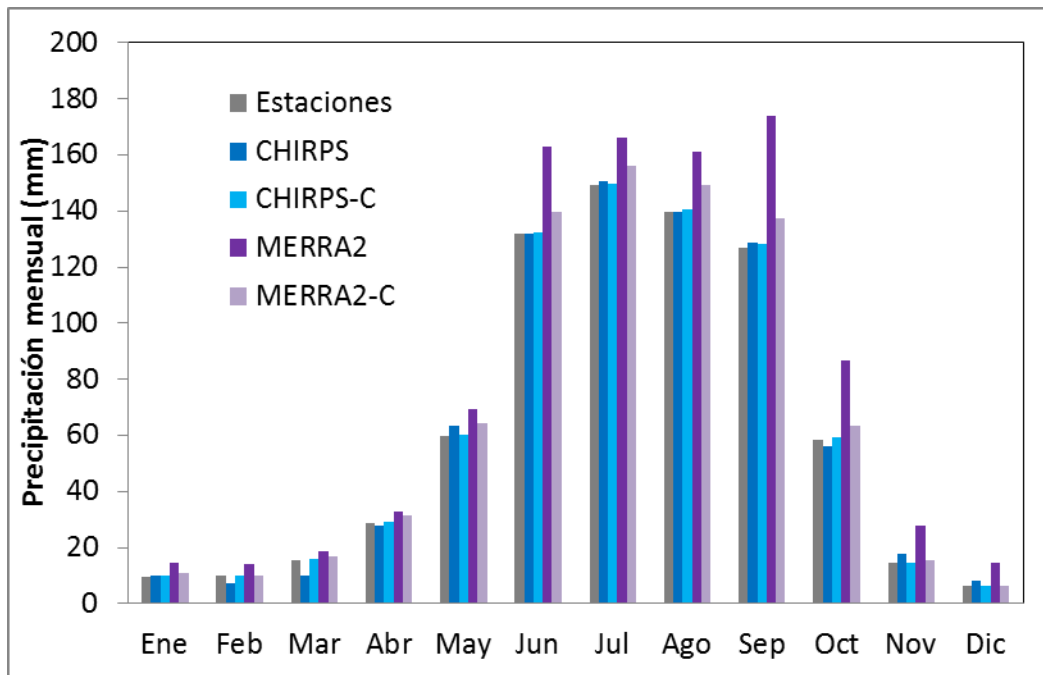


Figura 15: Hietograma de precipitación promedio de 1981 a 2016 para la CM, para las bases de datos de Estaciones, CHIRPS, CHIRPS-C, MERRA2 y MERRA2-C.

El resumen estadístico de precipitación que se muestra en la Tabla 15, destaca que CHIRPS-C y MERRA2-C muestran un mejor rendimiento, en comparación con las series originales para representar la precipitación en la CM tomando a las series de estaciones climatológicas como referencia a escalas de tiempo mensual y anual en el periodo de 1981-2016, comparando la media, desviación estándar, coeficiente de correlación, RMSE y NS.

Tabla 15: Estadísticos aplicados a las series de precipitación originales y con corrección de sesgo en intervalos mensual y anual.

| Estadístico | Intervalo | Estaciones | CHIRPS | CHIRPS-C | MERRA2 | MERRA2-C |
|------------------------------------|-----------|------------|--------|----------|--------|----------|
| Media (mm) | Anual | 750.7 | 750.4 | 756.8 | 941.9 | 800.4 |
| | Mensual | 62.6 | 62.3 | 63.1 | 79.2 | 66.7 |
| Desviación Estándar (mm) | Anual | 88.0 | 87.3 | 80.9 | 129.5 | 85.7 |
| | Mensual | 61.4 | 60.7 | 59.8 | 73.4 | 62.8 |
| Coefficiente de Correlación | Anual | | 0.57 | 0.63 | 0.44 | 0.58 |
| | Mensual | | 0.97 | 0.98 | 0.95 | 0.97 |
| RMSE | Anual | | 80.3 | 72.4 | 225.1 | 92.5 |
| | Mensual | | 14.1 | 12.6 | 30.1 | 16.2 |
| NS | Anual | | 0.13 | 0.18 | 0.04 | 0.11 |
| | Mensual | | 0.95 | 0.96 | 0.84 | 0.93 |

En el diagrama de Taylor de la Figura 16 nos permite visualizar el comportamiento de la desviación estándar, RMSE y el coeficiente de correlación de las series temporales de precipitación mensual y anual, donde se verifica el rendimiento de cada producto. En general, MERRA2-C y CHIRPS-C muestran como al realizar la corrección de sesgo mejoran la confiabilidad de los productos globales de precipitación con respecto al rendimiento estadístico de las series originales, caracterizado por la desviación estándar y RMSE relativamente más pequeños, y valores de coeficiente de correlación relativamente más altos en las escalas temporales mensual y anual.

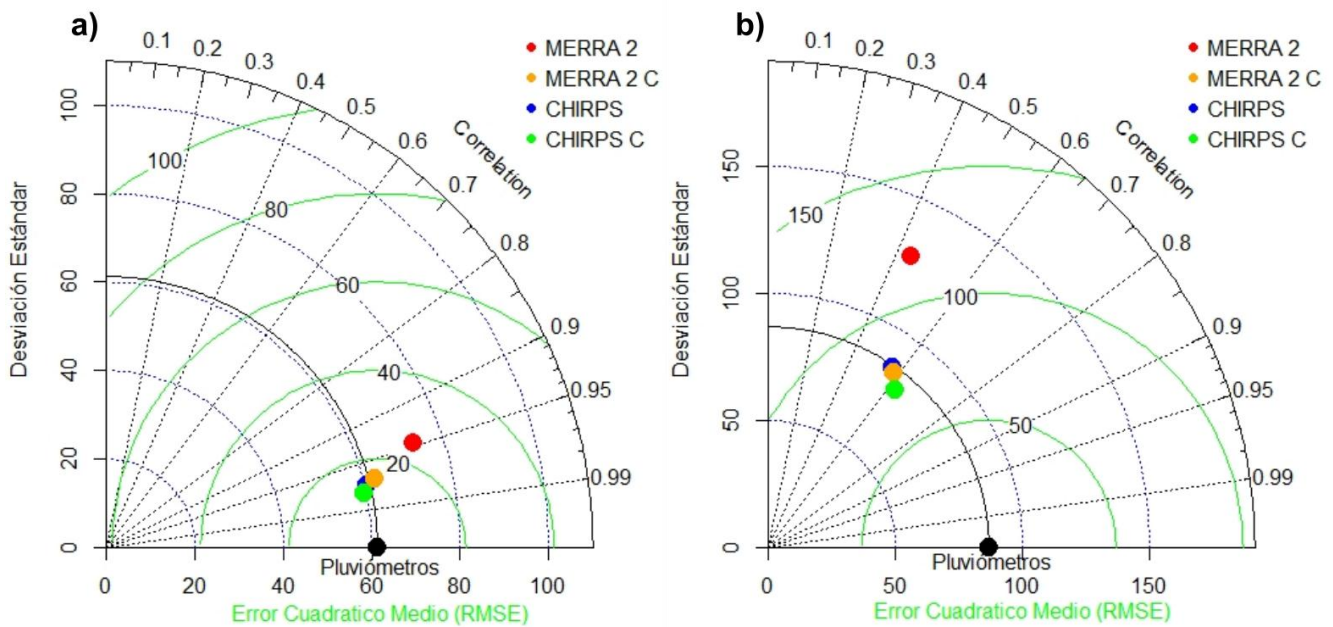


Figura 16: Diagrama de Taylor de la precipitación en la CM para 1981–2016, para las bases de datos CHIRPS, CHIRPS-C, MERRA2, MERRA2-C y tomando a las series de estaciones de referencia, a) mensual y b) anual.

4.3. Validación de fuentes de información de temperatura.

Para elegir el producto global que represente de mejor manera las variables de Tmin, Tmed y Tmax se eligió una de ellas para realizar la comparación y seleccionar la base de datos que presente un mejor desempeño. En la Figura 17 se muestra las series de tiempo de temperatura máxima media mensual y anual de las bases de datos de temperatura descritas en la Tabla 4, donde se observa en general que las series de datos evaluadas tienen comportamiento similar con la serie de referencia de estaciones climatológicas en la CM durante el periodo comprendido

de 2000 a 2017. Sin embargo, se observó que CFSR presenta un RMSE de 2.4 °C con respecto a la temperatura de estaciones climatológicas, mientras que MERRA2 presenta un RMSE de 1.4 °C con respecto a la serie de referencia. Finalmente en comparación con los datos de Daymet se observa que presenta valores más cercanos a los de referencia con un error de 0.75 °C con respecto a la serie de referencia, además de presentar un coeficiente de correlación de 0.93. Estos resultados y la resolución espacial que presenta Daymet permitió elegir a esta base de datos de Tmax, Tmin y Tmed para la estimación de la recarga de la recarga vertical en la CM.

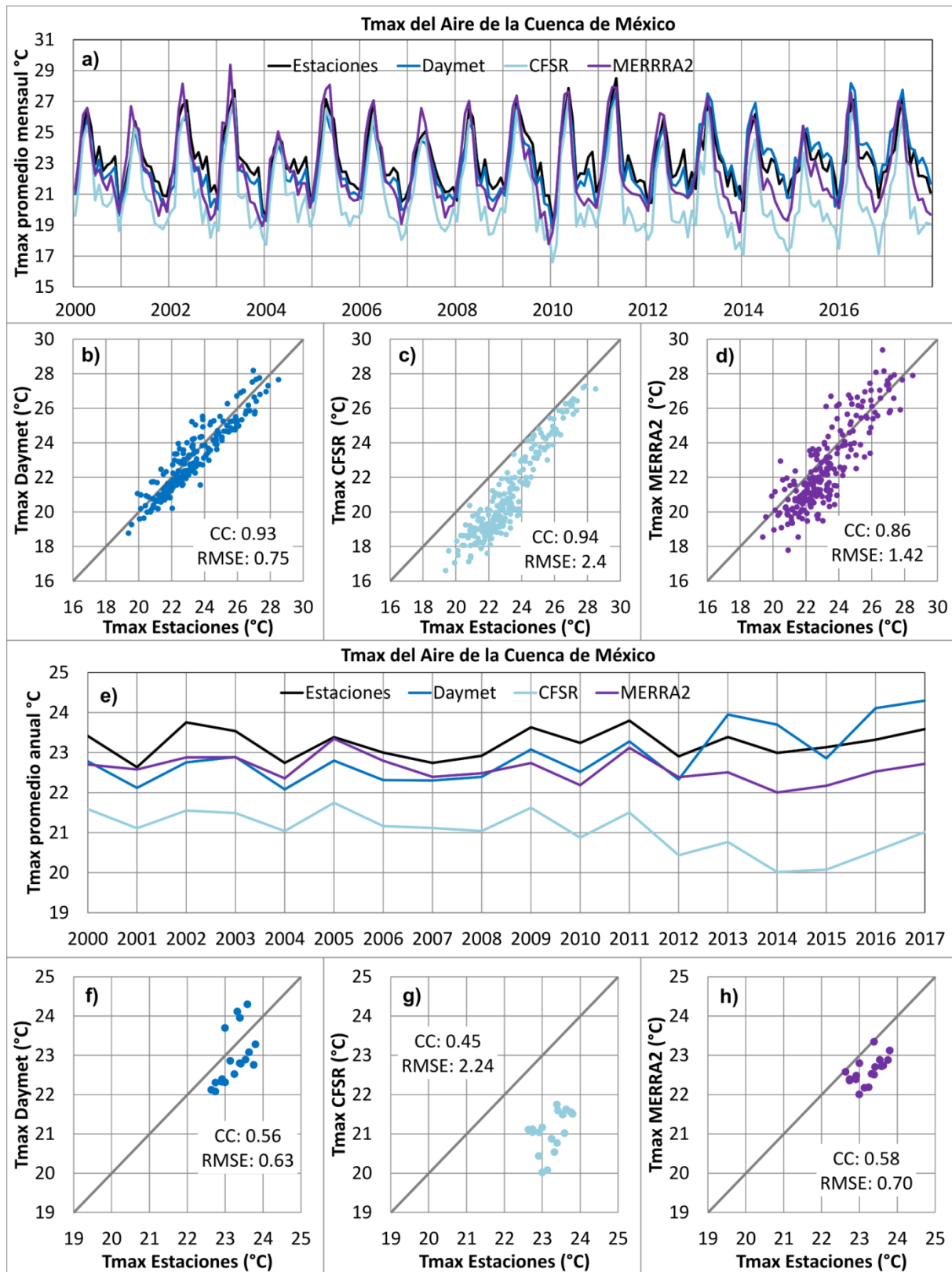


Figura 17: Comparación entre las series de tiempo de temperatura máxima media en la CM a) Mensual, diagramas de dispersión mensuales b) Estaciones vs Daymet, c) Estaciones vs CFSR, d) Estaciones vs MERRA2, e) series anuales de temperatura máxima, diagramas de disección anual f) Estaciones vs Daymet, g) Estaciones vs MERRA2, h) Estaciones vs CFSR.

4.4. Calibración del Modelo.

La Figura 18 muestra los resultados de la primera etapa de calibración con respecto a la evapotranspiración real anual (ETR) considerando diferentes fuentes de datos. Las fórmulas empíricas de Turc y Coutagne estimaron valores anuales de ETR del orden de 358 y 603 mm, con valores medios de 410 y 530 mm/año, respectivamente. La ETR media anual derivada de sensores remotos de MODIS, TerraClimate y GLEAM se estimó en 643, 636 y 734 mm/año, respectivamente. La ETR media anual simulada sobre la CM por medio del modelo SWB osciló entre 472 y 490 mm/año. Se encontraron resultados similares para los modelos M2, M3 (380 a 580 mm/año, respectivamente) y para M1, M4 (360 a 700 mm/año, respectivamente).

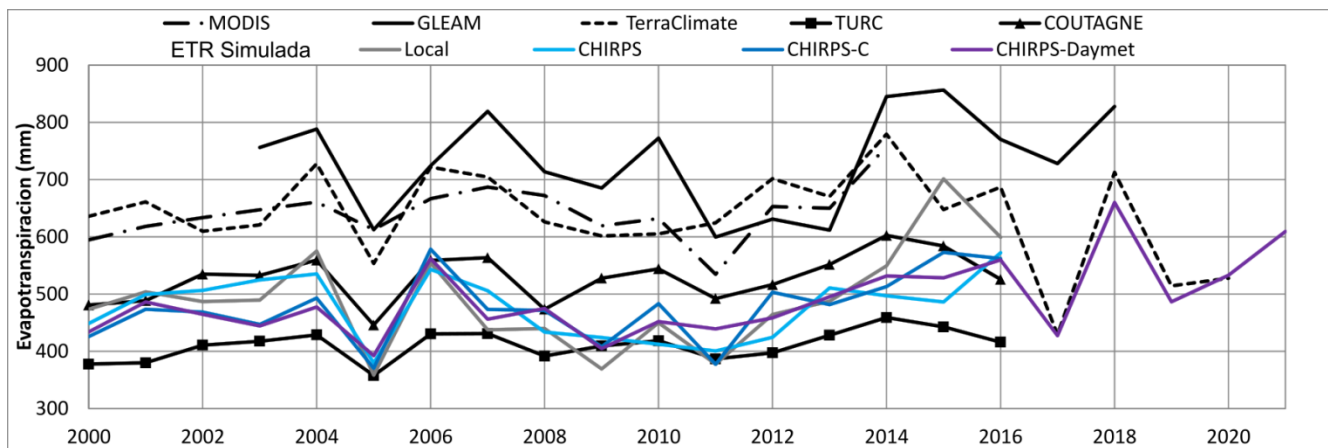


Figura 18: Comparación de la evapotranspiración real anual (AET) promediada espacialmente en la CM, donde las líneas de color negro corresponden a los valores de referencia.

Como se observa en la Figura 18, GLEAM sobrestimó la ETR anual, ya que representa el ~97 % de la precipitación media anual en la CM (incluso en algunos años, la ETR supera la precipitación anual). La ETR de MODIS y TerraClimate representan en promedio, el 86% de la precipitación anual, pero en algunos años, TerraClimate mostró valores de ETR superiores a la precipitación anual. La ETR derivada de las ecuaciones de Turc y Coutagne representó el 55 y el 70 % de la precipitación media anual, respectivamente, lo que es consistente con hallazgos previos de [Birkle et al. \(1998\)](#). La relación ETR/Precipitación simulada de las configuraciones del modelo usando el enfoque SWB osciló entre 54 y 86 %, con un valor medio de los cuatro modelos (M1, M2, M3, M4) de ~69 %.

En la Figura 19 se presenta la distribución espacial del promedio anual de ETR para el periodo analizado, para cada una de las cuatro configuraciones utilizadas para la simulación de la recarga vertical en la CM, en las que se observa que las variaciones de la ETR corresponden a las diferentes coberturas del suelo (Figura 1.b) que se presentan en la CM, en donde se observa que la precipitación promedio para toda la CM se encuentra en un rango de 67% a 70% de la precipitación para las cuatro configuraciones del modelo, lo que corresponde con estimaciones anteriores (Birkle *et al* 1998).

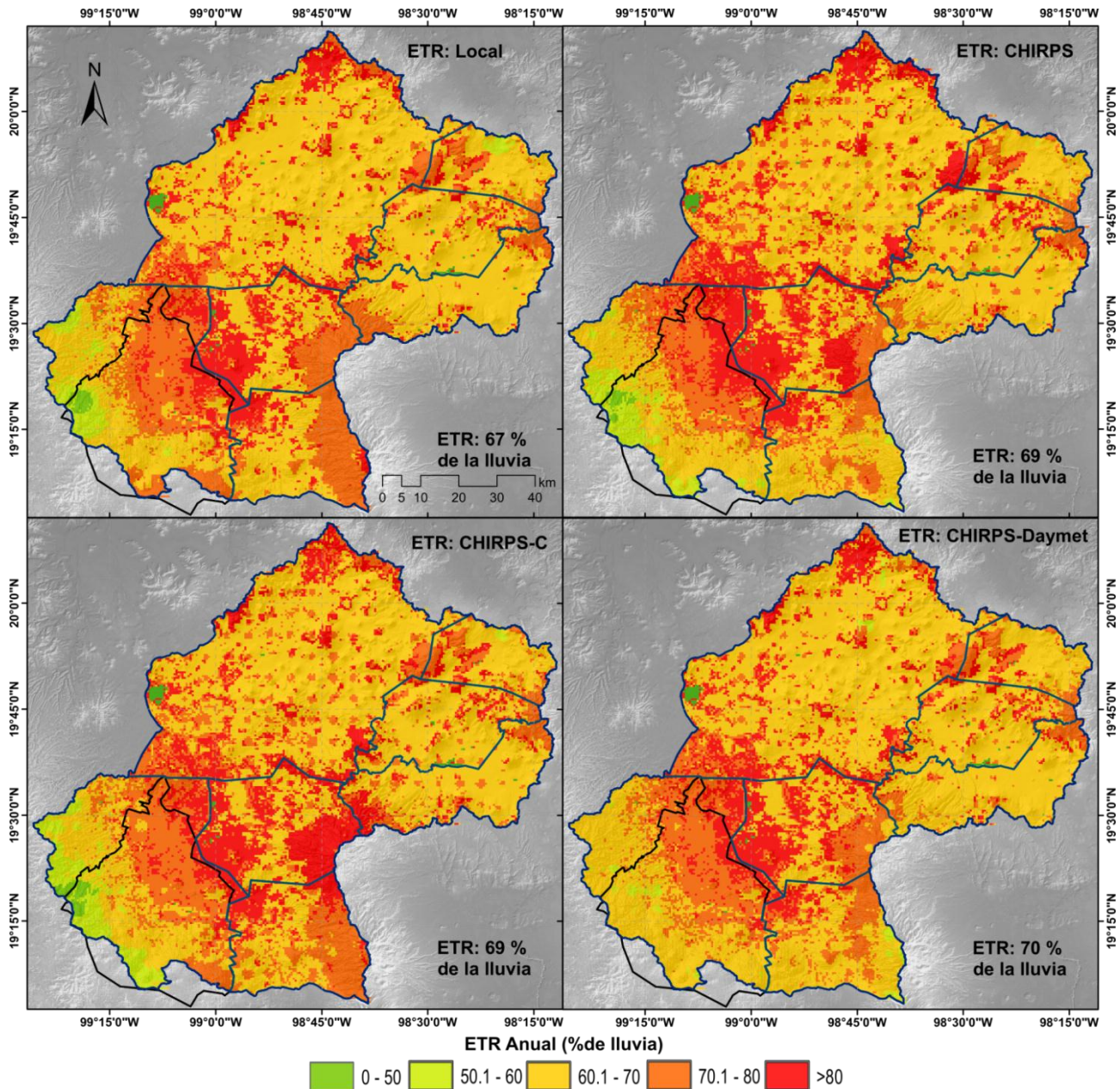


Figura 19: Distribución espacial de la ETR promedio de la CM, para el periodo de 2000-2016 para la configuración Local, CHIRPS y CHIRPS-C, y de 2000-2021 para CHIRPS-Daymet.

Los resultados de la segunda fase de calibración, donde se compara el escurrimiento mensual simulado para las cuatro configuraciones del modelo y el escurrimiento observado en dos estaciones hidrométricas (Tabla 6), se presentan en la Figura 20, donde se observa que la configuración del modelo CHIRPS-C (M3) fue el que mostró mejor ajuste con una variación media del 15% en el escurrimiento mensual en el medidor el Molinito, mientras que los modelos Local (M1), CHIRPS (M2) y CHIRPS-Daymet (M4) presentan una variación por arriba del 15 % en el escurrimiento mensual para el período 2009-2014. Para el medidor San Lucas el modelo que mostró un mejor desempeño fue el Local (M1) con una variación media del 7%, mientras que los modelos CHIRPS (M2), CHIRPS-C (M3) y CHIRPS-Daymet (M4), la variación fue mayor a 7%.

Para tener mayor certeza en los resultados obtenidos se compararon los resultados obtenidos con el código SWB de escurrimiento superficial con las series de volúmenes mensuales de escurrimiento registradas en las estaciones hidrométricas 26053 (Río Hondo) y 26275 (Río de la Compañía), en la Figura 1 se presenta la ubicación de estas y en la Figura 20 las series graficadas.

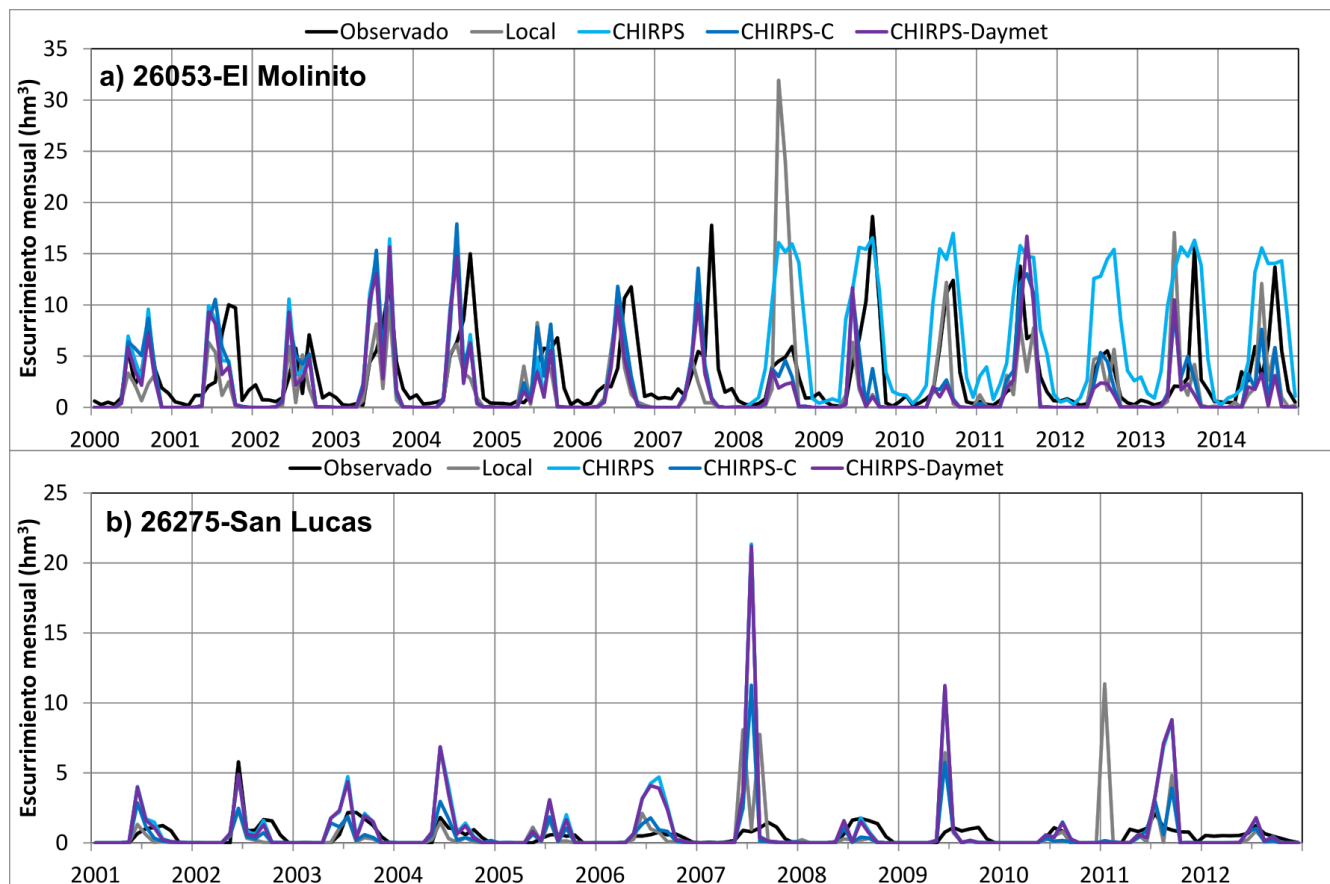


Figura 20: Comparación del escurrimiento mensual para a) medidor de caudal El Molinito y b) medidor de caudal San Lucas, donde las líneas de color negro corresponden a los valores registrados en las estaciones de aforo. hm³ representa hectómetros cúbicos.

Las métricas calculadas para el escurrimiento mensual simulado utilizando las cuatro configuraciones del modelo se muestran en la Tabla 16. La configuración del modelo CHIRPS-C (M3) representó el mejor rendimiento para ambas series de escurrimiento, considerando las métricas RSME, KGE. El peor desempeño se obtuvo con la configuración del modelo CHIRPS según las métricas RMSE y KGE, sin embargo fue el modelo que presentó la mayor correlación con respecto al observado.

Tabla 16: Métricas de las simulaciones de escurrimiento mensual para las cuatro configuraciones del modelo. hm³ representa hectómetros cúbicos.

| Medidor | Métrica | Configuración del modelo | | | |
|-------------|-------------------------|--------------------------|-------------|---------------|--------------------|
| | | Local (M1) | CHIRPS (M2) | CHIRPS-C (M3) | CHIRPS-Daymet (M4) |
| El Molinito | RMSE (hm ³) | 4.64 | 4.87 | 3.84 | 4.03 |
| | KGE | 0.21 | 0.17 | 0.4 | 0.25 |
| | CC | 0.32 | 0.57 | 0.48 | 0.41 |
| San Lucas | RMSE (hm ³) | 1.52 | 2.31 | 1.2 | 2.29 |
| | KGE | -0.37 | -1.63 | 0.01 | -1.59 |
| | CC | 0.21 | 0.35 | 0.32 | 0.34 |

4.5. Distribución espacial de la precipitación y evapotranspiración.

En la Figura 21 se presenta la distribución espacial de la precipitación media anual para el periodo de análisis de cada configuración del modelo (Tabla 11), en el que se observa que las zonas de mayor precipitación corresponden a las sierras al sur de la CM alcanzando valores de más de 1000 mm anuales, mientras la zona de menor precipitación se encuentra al norte de la CM con valores menores a los 600 mm anuales, para las cuatro configuraciones. Además se puede observar que para la configuración Local (M1) y de CHIRPS-C (M3) (Figura 21.a. y Figura 21.c. respectivamente) la precipitación se reduce en la Sierra del Chichinautzin y Nevada debido a que no se cuenta con estaciones climatológicas en las zonas altas de estas Sierras, lo que ocasiona que al realizar la corrección del sesgo a la base de datos de CHIRPS se reduce la precipitación debido a que en esta zona la precipitación se subestima por parte de las series de estaciones climatológicas que se tomaron como referencia.

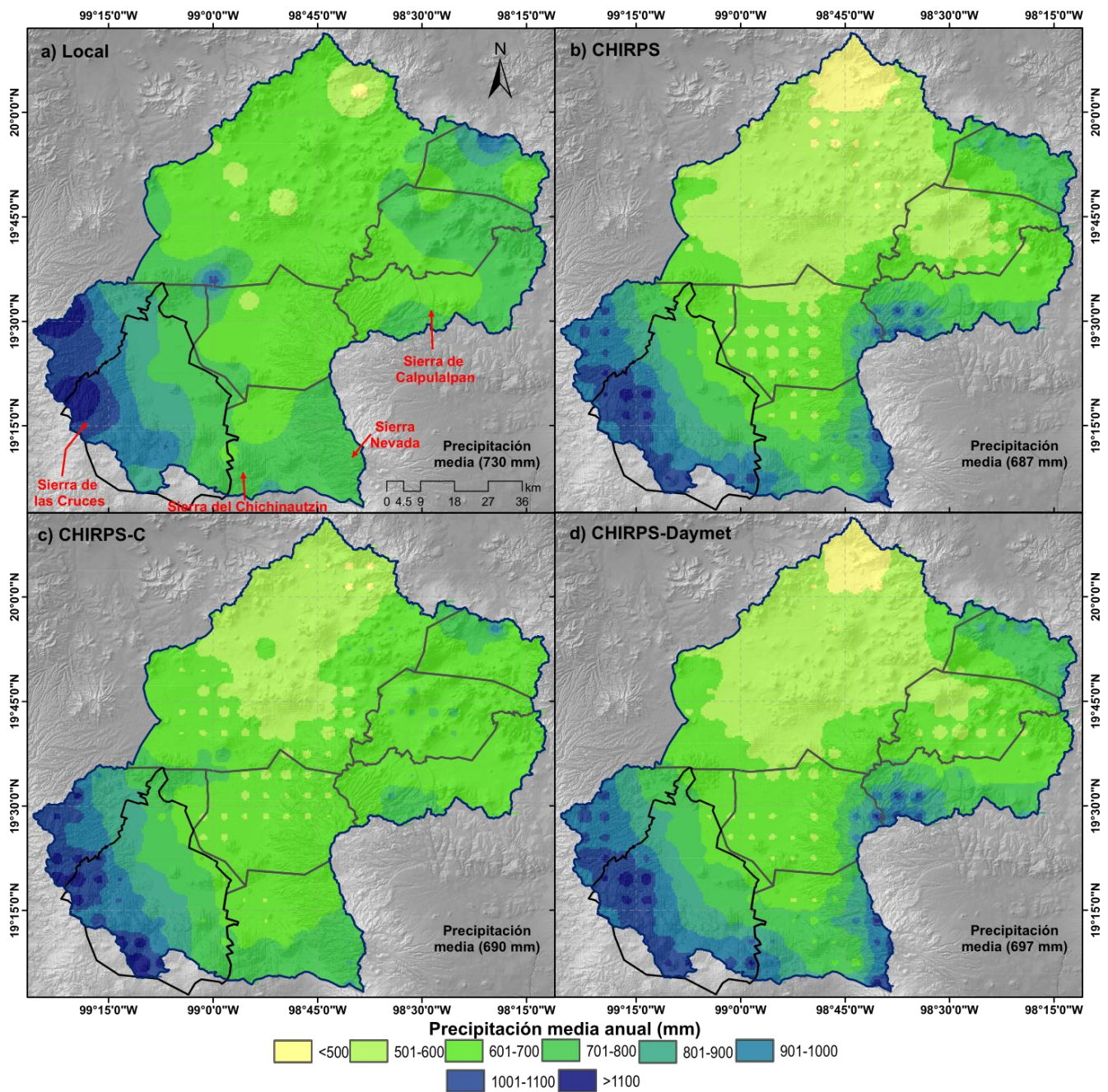


Figura 21: Distribución espacial de la precipitación media anual para el periodo 2000-2016 para las configuraciones del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C (M3) y para el periodo 2000-2021 para la configuración CHIRPS-Daymet (M4).

En cuanto a la evapotranspiración real (ETR), en la Figura 22 se observa que su distribución espacial sigue los patrones de la precipitación. Las zonas con mayor ETR corresponden con las zonas de las sierras ubicadas al sur de la CM con valores de 700 mm anuales, mientras que los menores se presentan al norte de la CM con valores de ETR por debajo de los 400 mm.

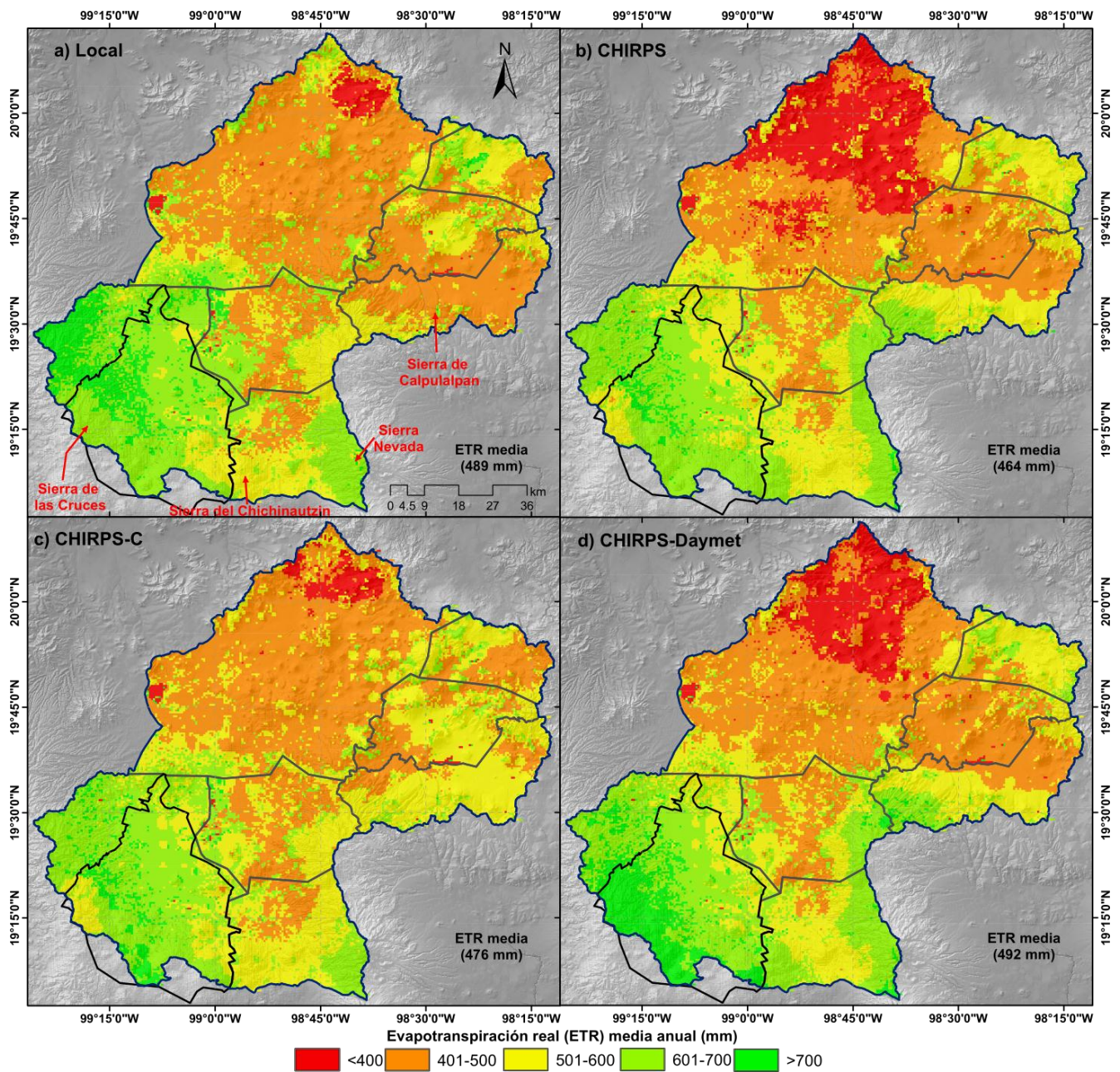


Figura 22: Distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) media anual para el periodo 2000-2016 para las configuraciones del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C (M3) y para el periodo 2000-2021 para la configuración CHIRPS-Daymet (M4).

4.6. Evolución temporal de la recarga potencial de aguas subterráneas en la Cuenca de México.

Se presentan a continuación las series de tiempo obtenidas para las cuatro configuraciones de entrada del modelo de la recarga potencial y otros elementos del balance como la evapotranspiración real (ETR), el escurrimiento directo y la intercepción promedio para la CM.

Los valores anuales de los componentes del balance hídrico del suelo estimados por el modelo SWB considerando el área total de la CM para las configuraciones del modelo Local (M1), CHIRPS (M2), CHIRPS-C (M3) y CHIRPS-Daymet (M4) para todo el periodo de análisis (Tabla 11), se presentan en la Figura 23, en donde los valores medios de precipitación son de 730, 687, 690 y 687 mm respectivamente. El año de menor precipitación en el periodo de análisis fue el 2005 con valores de 563, 521, 543 y 521 mm respectivamente, mientras que el año con mayor precipitación fue el año 2018 con un valor medio de 900 mm anuales para la CM registrado por la base de datos CHIRPS. Los valores de ETR son de 489, 464, 477 y 493 mm respectivamente, en donde los años de menor y mayor ETR corresponden con los de la precipitación, en donde en el año 2005 tenemos un valor mínimo de ETR de 358, 386, 370 y 392 mm, respectivamente, y el máximo en el año 2018 con un valor de 660 mm para la configuración M4 de CHIRPS-Daymet. Por su parte el escurrimiento directo medio que se presentó es de 200, 163, 174 y 158 mm (equivalente a un gasto de 61, 43, 53 y 48 m³/s) respectivamente. Por último la recarga vertical presento valores medios de 41, 49, 43 y 48 mm (equivalente a una tasa de recarga de 12.46, 14.78, 13.08 y 14.62 m³/s) respectivamente para el área total de la CM.

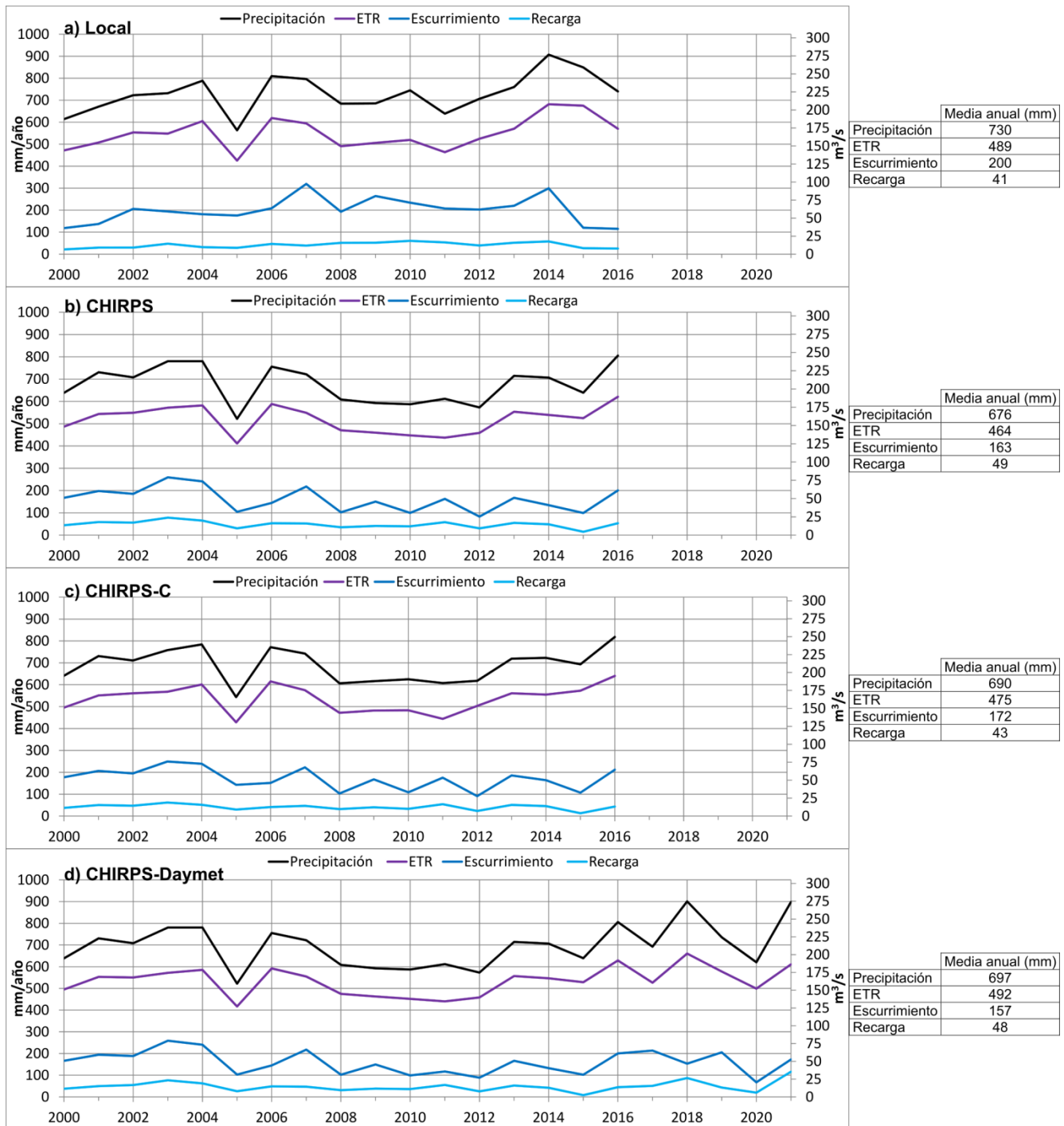


Figura 23: Componentes del balance hídrico del suelo para la CM par las configuraciones del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C (M3) y d) CHIRPS-Daymet (M4).

La distribución espacial de la recarga potencial anual en la CM para cada año del periodo simulado que va del primero de enero del 2000 al 31 de diciembre de 2021, se presentan de la Figura 24 a la Figura 30, en donde se observa que existe una variación espacial de la recarga

potencial entre las cuatro configuraciones del modelo Local (M1), CHIRPS (M2), CHIRPS-C (M3) y CHIRPS-Daymet (M4).

Las configuraciones con los modelos M1 y M3 presentan patrones espaciales similares para los años 2000-2014, en las que destaca la zona suroeste de la cuenca como la mayor zona de recarga donde se ubica la Sierra de las Cruces (ver Figura 7) alcanzando valores por arriba de los 250 mm/año, mientras que la zona de menor recarga se ubica al norte de la cuenca en las zonas de los valles de Cuautitlán, Tizayuca y Apan, en donde se presentan valores por debajo de los 50 mm/año y en la CDMX y su área metropolitana donde la recarga es despreciable.

Los resultados con los modelos M2 y M4 presentan patrones espaciales similares en todo el periodo de simulación. Para estas configuraciones, si bien, la zona suroeste de la cuenca es la de mayor de recarga donde se ubica la Sierra de las Cruces alcanzando valores por arriba de los 250 mm/año, también lo es la zona sureste donde se ubican las sierras del Chichinautzin y la Sierra Nevada (ver Figura 7), mientras que la zona de menor recarga se ubica al norte de la cuenca en donde se presentan valores por debajo de los 50 mm/año y en la CDMX y su área metropolitana donde la recarga es despreciable.

El modelo Local (M1) para el año 2015 y 2016 presenta un comportamiento del patrón espacial de la recarga potencial diferente al resto de configuraciones del modelo, donde para el año 2015 presenta un valor de recarga media anual para toda la cuenca de 27.2 mm/año (8.3 m³/s), que es dos veces mayor a la media de los modelos restantes, ya que para los modelos M1, M3 y M4 se presentaron valores de 15.2, 13.3 y 8.2 mm/año (4.6, 4.1 y 2.5 m³/s) respectivamente. Mientras que para el año 2016 las estimaciones son menores al resto de las configuraciones con valores de 25.7 mm/año (7.8 m³/s), ya que para los modelos M1, M3 y M4 se presentaron valores de 53.3, 43.8 y 45 mm/año (16.2, 13.3 y 13.7 m³/s) respectivamente.

Para los años 2013 y 2014 se observa un aumento en la recarga potencial en la zona oriental de la cuenca en donde se ubican la Sierra de Calpulalpan y el Valle de Apan (ver Figura 7) con láminas de recarga por arriba de 100 mm/año, mientras que en el resto de los años de simulación la recarga es menor a este valor, esto se debe al incremento de la precipitación en estas zonas, para estos años.

Para los años de 2017 al 2021 solo se cuenta con simulaciones del modelo CHIRPS-Daymet (M4), debido a que la información de precipitación y temperaturas máximas y mínimas locales de años recientes, no se encuentran disponibles, en los que se observa que el año 2018 y 2021 se tuvo una recuperación importante de la recarga a nivel de toda la CM, lo que corresponde con los años que presentaron mayores alturas de precipitación en el periodo de simulación.

En general se presentaron mayores tasas de recarga al sur de la CM en la zona de las Sierras de la Cruces con valores por arriba de 250 mm anuales que equivale a más del 30 % de la precipitación en la sierra, mientras que para las Sierra Nevada y Sierra del Chichinautzin se estiman valores de recarga por arriba de 100 mm anuales que representan más del 20% de la precipitación para las cuatro configuraciones del modelo. Por otro lado, al norte en la zona de los valles de Cuautitlán, Tizayuca y Apan, se presentan las tasas más bajas de recarga potencial con valores de alrededor de 10 mm al año que corresponden a valores de menos del 5% de precipitación y en la CDMX y su área metropolitana la recarga es despreciable.

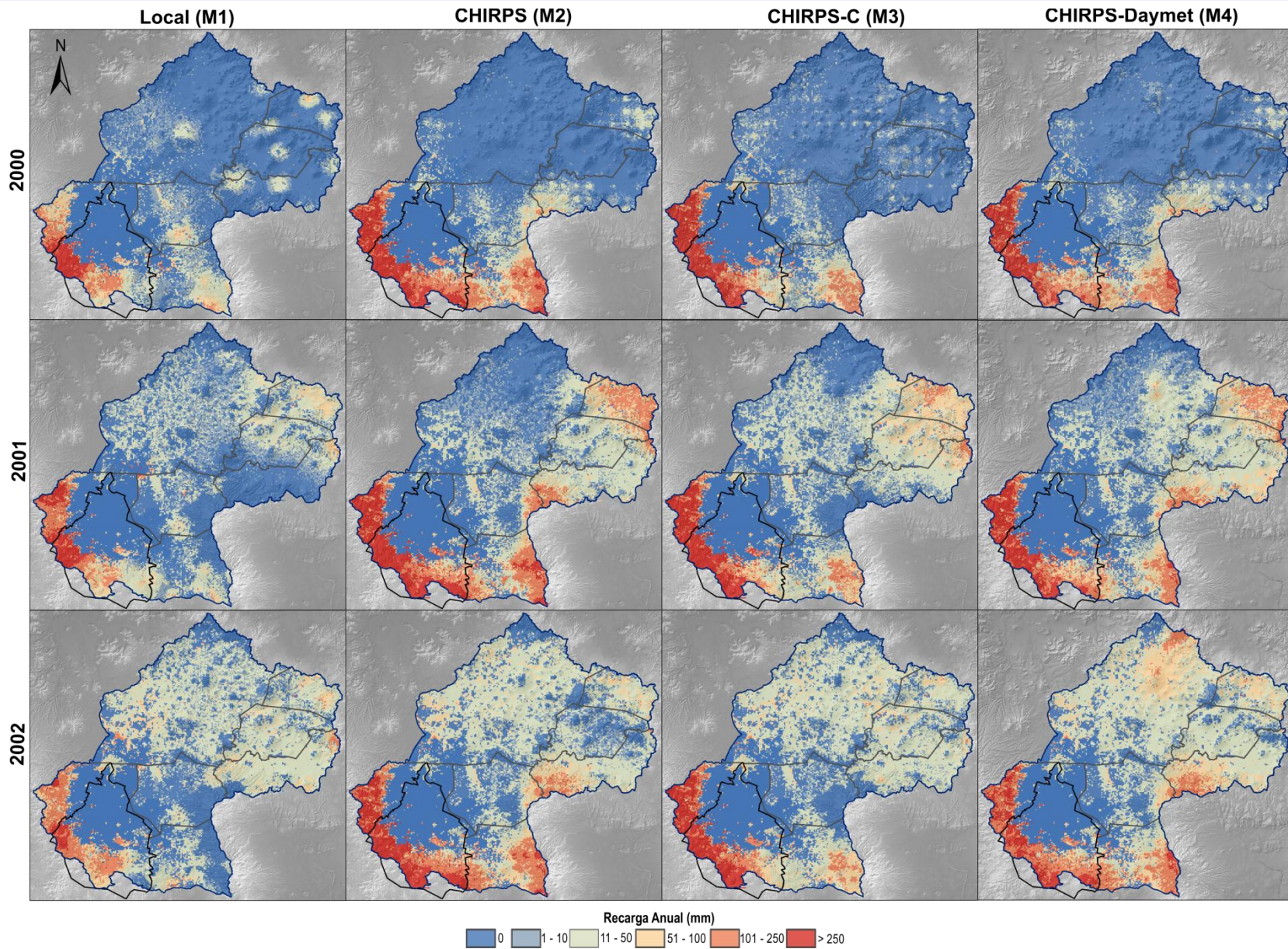


Figura 24: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2000, 2001 y 2002 usando las cuatro configuraciones del modelo.

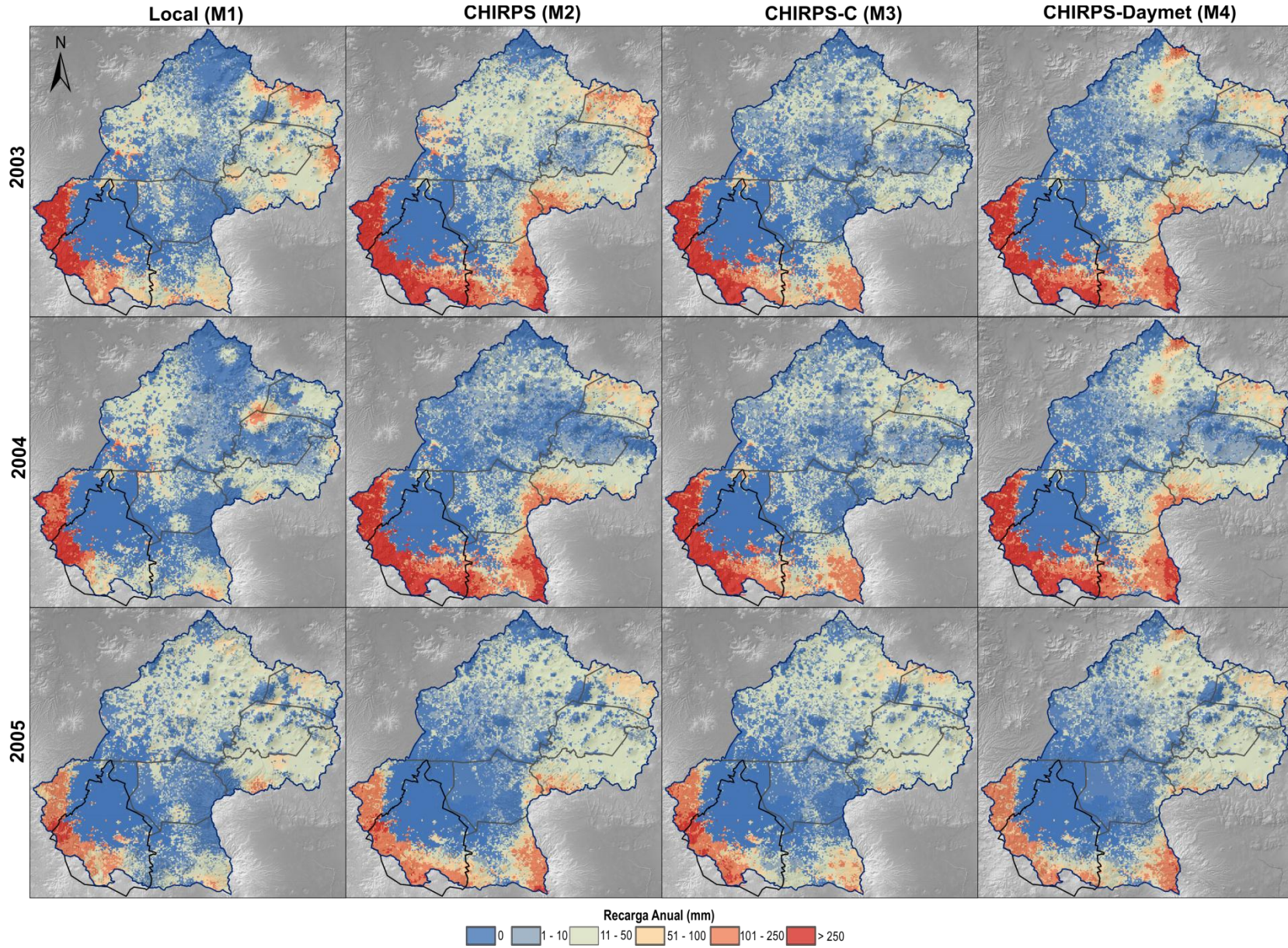


Figura 25: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2003, 2004 y 2005 usando las cuatro configuraciones del modelo.

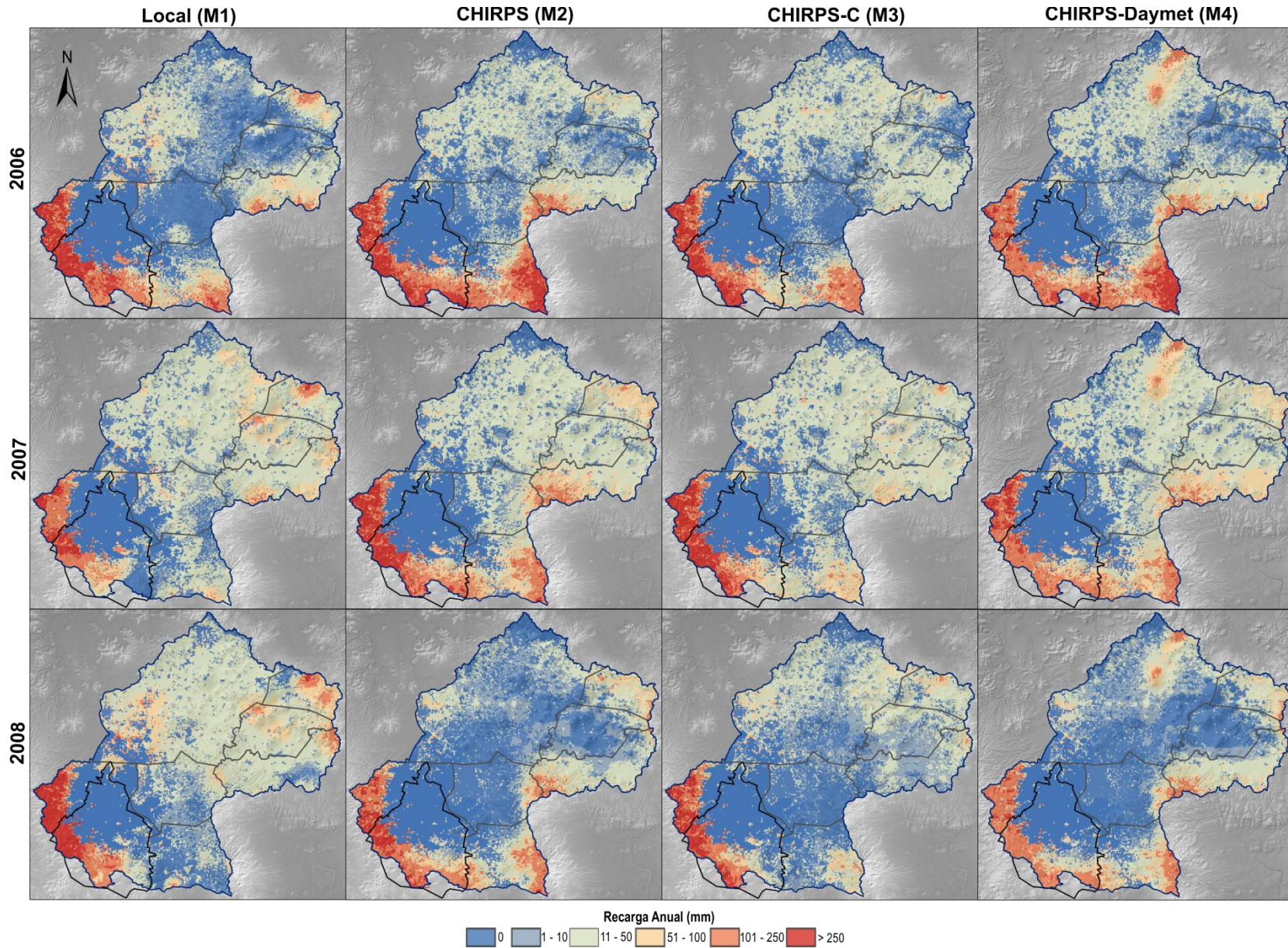


Figura 26: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2006, 2007 y 2008 usando las cuatro configuraciones del modelo.

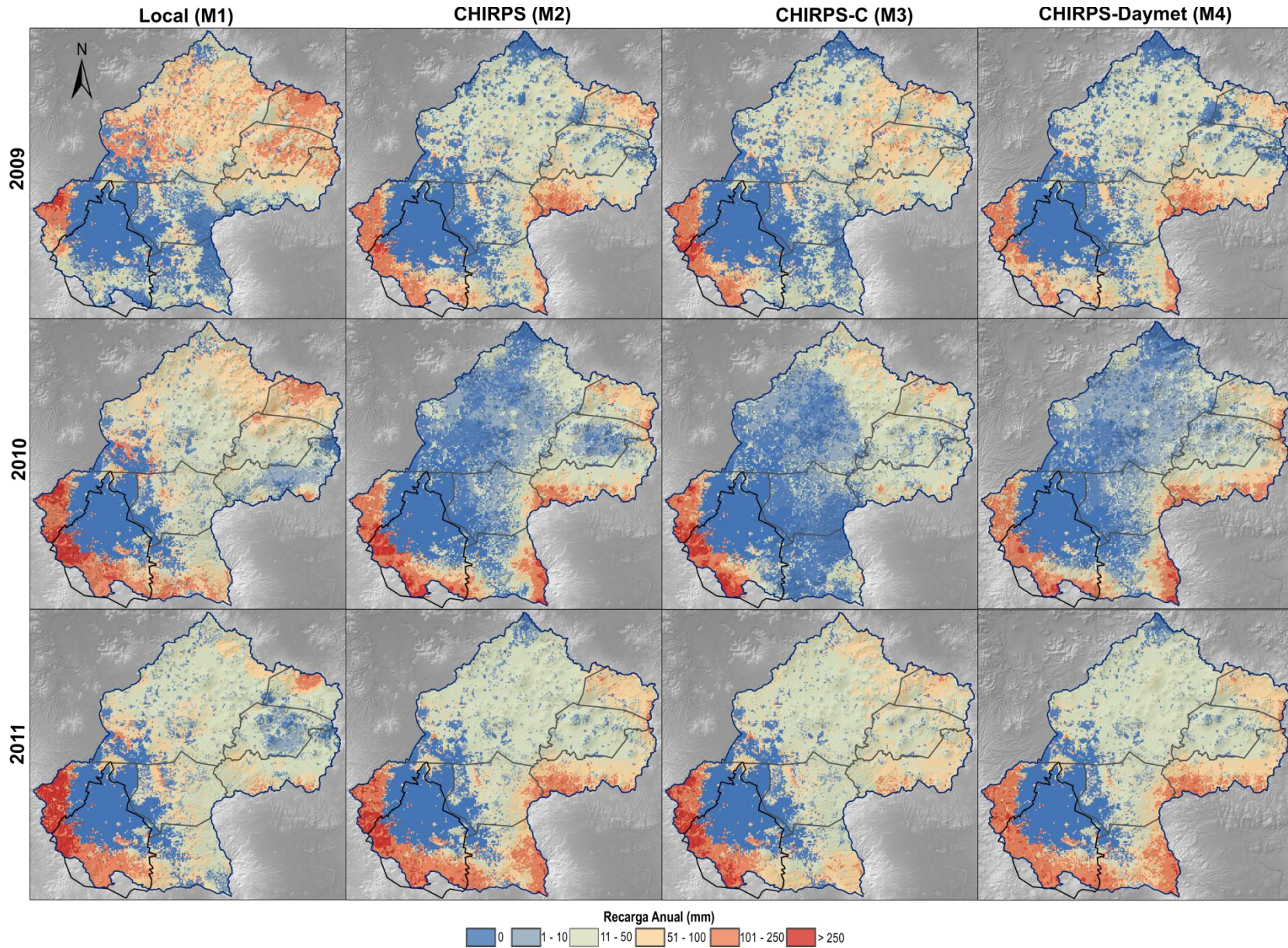


Figura 27: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2009, 2010 y 2011 usando las cuatro configuraciones del modelo.

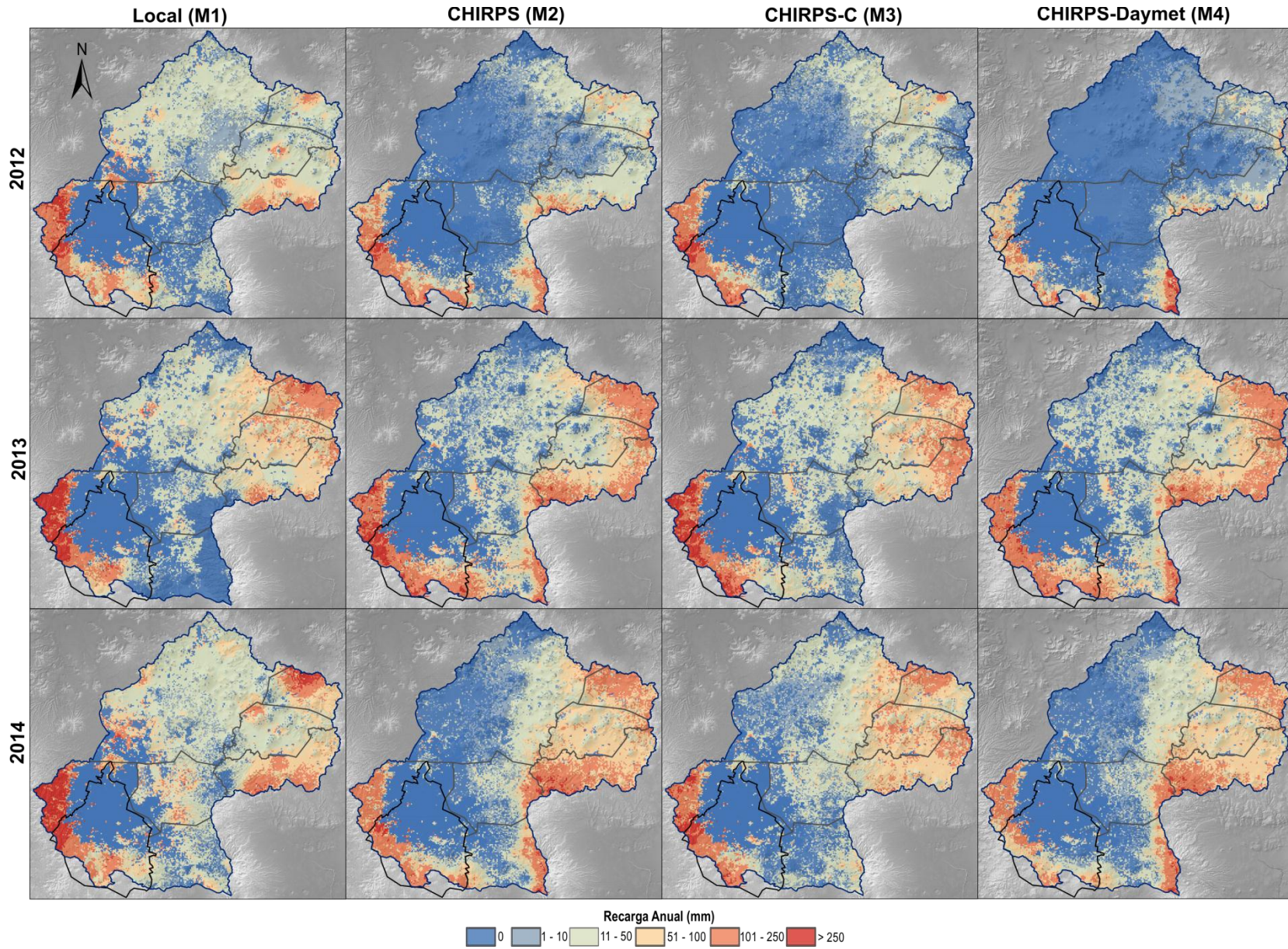


Figura 28: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2012, 2013 y 2014 usando las cuatro configuraciones del modelo.

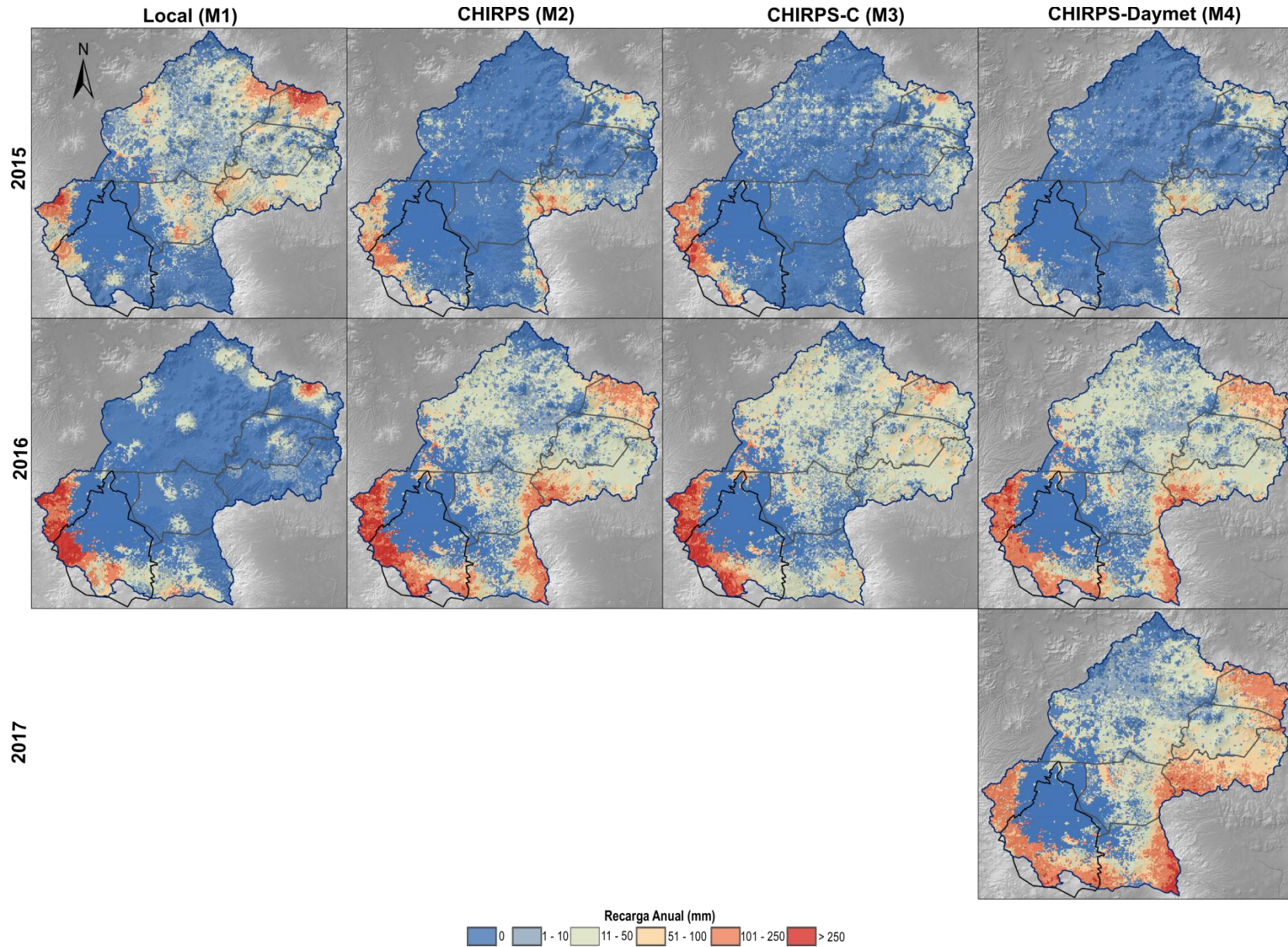


Figura 29: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2015, 2016 y 2017 usando las cuatro configuraciones del modelo.

CHIRPS-Daymet (M4)

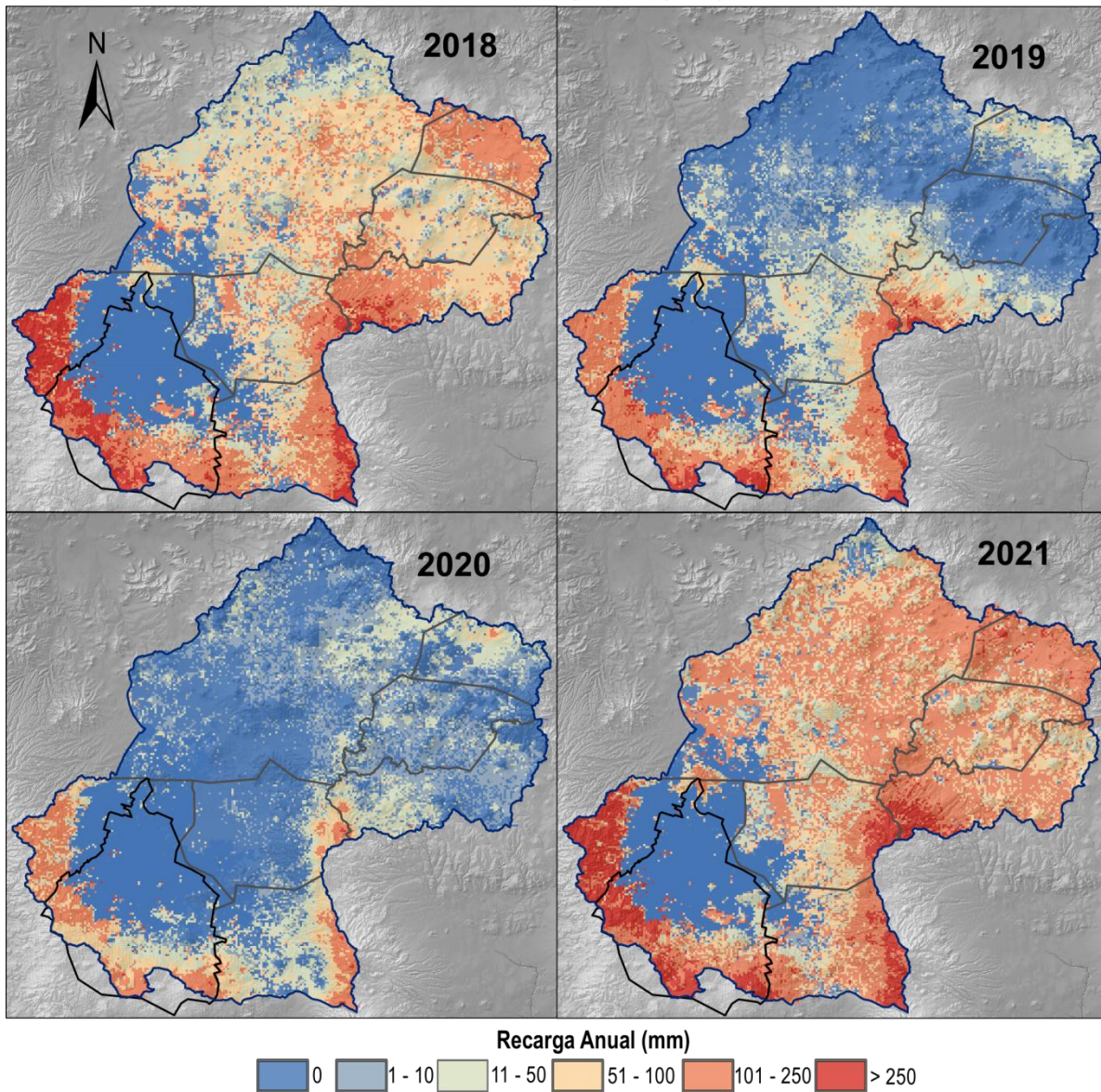


Figura 30: Distribución espacial de las simulaciones de recarga potencial anual para los años 2018, 2019, 2020 y 2021 usando la configuración 4 del modelo.

La recarga potencial anual media para el periodo de 2000-2021 para cada una de las configuraciones del modelo se muestra en la Figura 31. La recarga anual promedio espacial considerando los cuatro modelos Local (M1), CHIRPS (M2), CHIRPSC (M3) y CHIRPS-Daymet (M4) fueron 40, 49, 43 y 48 mm/año (equivale a una tasa de recarga potencial de 12.46, 14.78, 13.08 y 14.62 m³/s), y medianas de 23, 21, 19, 27 mm/año (7, 6.4, 5.78, 6.21 m³/s), respectivamente. Por otro lado, en la Figura 32 se presenta la distribución espacial del porcentaje de precipitación que se convierte en recarga potencial. Virtualmente, no existe

precipitación que se convierta en recarga en la Ciudad de México y área metropolitana. En contraste, más del 20% de la precipitación en la Sierra de las Cruces y Sierra Nevada se convierte en recarga potencial. Las medias de recarga/precipitación a nivel de cuenta se estimaron en 5.6, 7.0, 6.0 y 6.7%, para el modelo Local (M1), CHIRPS (M2), CHIRPS-C (M3) y CHIRPS-Daymet (M4) de la precipitación, respectivamente.

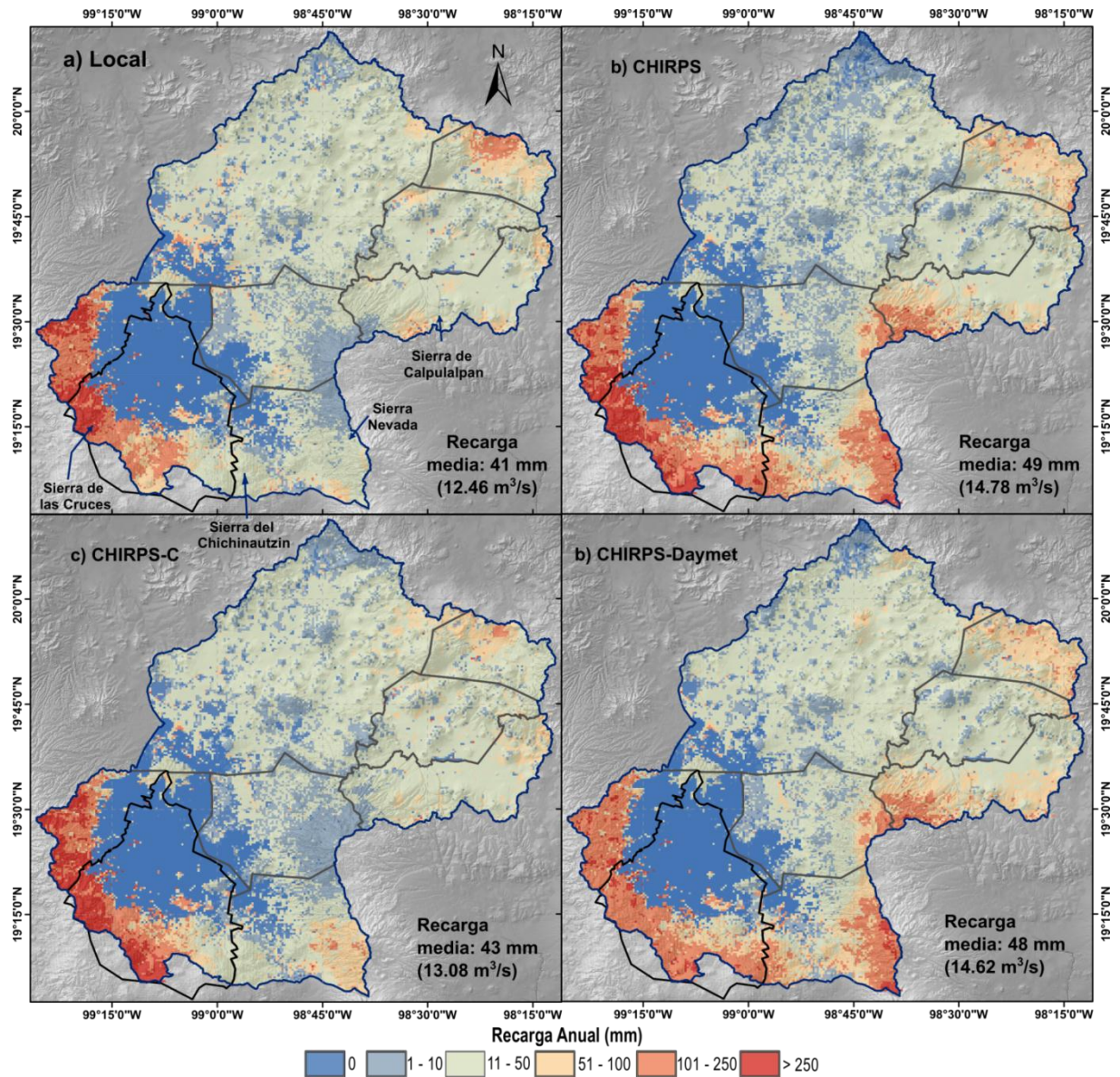


Figura 31: Distribuciones espaciales de la recarga potencial media anual en todo el período de simulación de cada una de las cuatro configuraciones del modelo.

Las cuatro configuraciones del modelo coinciden en que el suroeste de la CM, a lo largo de la Sierra de las Cruces y la Sierra de Chichinautzn (ver Figura 7 para las ubicaciones), representa el

área de recarga de agua subterránea dominante. Esto es altamente consistente con la presencia de suelos y rocas más permeables, así como coberturas naturales de bosques y mayores tasas de precipitación. En contraste, la recarga potencial en una gran parte de la Ciudad de México y su región metropolitana norte es despreciable, que corresponde al tipo de cobertura urbana, además de que se presentan, en lo general, materiales geológicos impermeabilizados y precipitaciones menores.

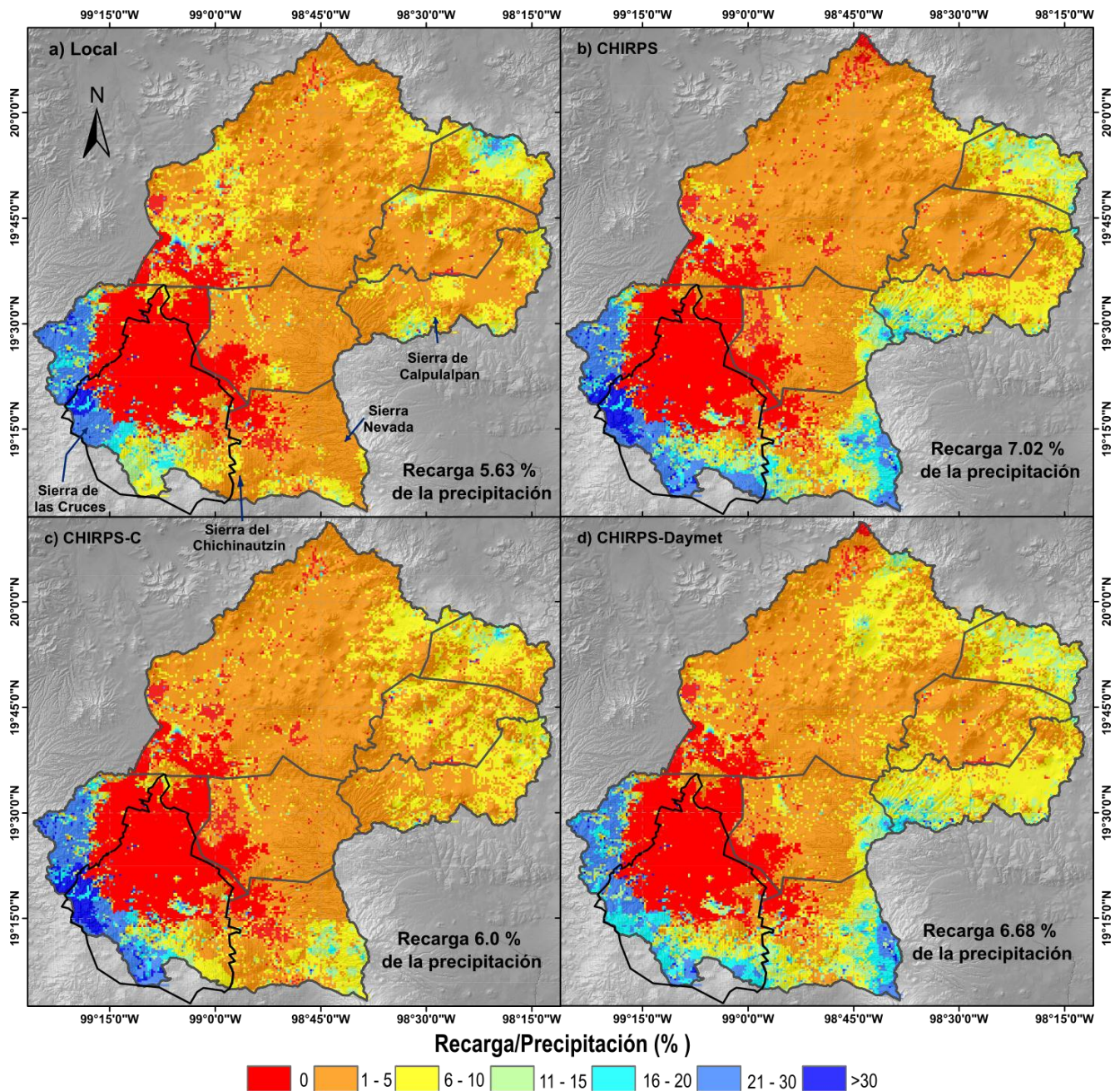


Figura 32: Porcentaje de la lluvia anual que se convierte en recarga potencial, para las cuatro configuraciones del modelo.

Vale la pena señalar que la falta de estaciones climatológicas en zonas elevadas tiende a simular tasas de recarga más bajas en el modelo Local (M1), principalmente en las regiones montañosas como la Sierra del Chichinautzin y la Sierra Nevada (ver Figura 1 para ubicación). Además, la recarga simulada utilizando la configuración del modelo M3 (CHIRPS-C) mostró patrones espaciales similares al modelo M1, lo que sugiere que la técnica de corrección de sesgo implementada (ver Figura 7 para ubicación), subestima la precipitación en zonas donde se carezca de estaciones climatológicas.

A escala de píxeles, en la Sierra de las Cruces se estimó una recarga máxima promedio en el periodo de 2000-2021 de más de 250 mm.

Dentro del período de simulación (2000-2021), 2005 fue el año más seco, lo que resultó en una reducción del 20% en la recarga potencial promedio espacial en la CM, particularmente en las zonas montañosas más altas de la cuenca (Figura 25). Además, durante 2015 se observó una severa disminución de la recarga (~80%) en relación con la media de largo plazo en toda la cuenca (Figura 29), asociada con anomalías negativas de precipitación de alrededor de 55 mm y anomalías positivas de temperatura superior a 0.4 °C (Figura 17).

En la Tabla 17 se presentan las series del promedio espacial de recarga potencial anual de la zona de estudio, estimadas para las cuatro configuraciones del modelo SWB para cada año del periodo de simulación (2000-2021) además de un breve resumen estadístico donde se puede observar que los percentiles 25th y 75th de recarga para las configuraciones del modelo Local (M1), CHIRPS (M2), CHIRPSC (M3) y CHIRPS-Daymet (M4) varían entre 29.7-51.9, 39.6-55.9, 33.2-50.9 y 36.5-54.4 mm respectivamente.

Tabla 17: Valores medios por año de recarga potencial promedio espacial para las cuatro configuraciones del modelo, de la CM.

| Año | M1: Local | | M2: CHIRPS | | M3: CHIRPS-C | | M4: CHIRPS-Daymet | |
|------|-----------|-------------------|------------|-------------------|--------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s |
| 2000 | 21.8 | 6.6 | 44.2 | 13.5 | 37.7 | 11.5 | 37.8 | 11.5 |
| 2001 | 29.7 | 9.0 | 58.9 | 17.9 | 50.9 | 15.5 | 50.1 | 15.3 |
| 2002 | 30.1 | 9.2 | 55.9 | 17.0 | 47.2 | 14.4 | 55.0 | 16.7 |
| 2003 | 47.9 | 14.6 | 78.7 | 24.0 | 61.8 | 18.8 | 76.9 | 23.4 |
| 2004 | 32.0 | 9.7 | 65.0 | 19.8 | 51.8 | 15.8 | 62.7 | 19.1 |
| 2005 | 28.9 | 8.8 | 30.5 | 9.3 | 30.0 | 9.1 | 26.4 | 8.0 |
| 2006 | 46.7 | 14.2 | 53.3 | 16.2 | 41.4 | 12.6 | 48.6 | 14.8 |
| 2007 | 38.8 | 11.8 | 52.3 | 15.9 | 46.6 | 14.2 | 47.4 | 14.4 |

| Año | M1: Local | | M2: CHIRPS | | M3: CHIRPS-C | | M4: CHIRPS-Daymet | |
|-----------------------|-------------|-------------------|-------------|-------------------|--------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s |
| 2008 | 51.6 | 15.7 | 35.6 | 10.8 | 32.0 | 9.7 | 31.5 | 9.6 |
| 2009 | 51.9 | 15.8 | 41.1 | 12.5 | 40.1 | 12.2 | 38.3 | 11.7 |
| 2010 | 60.7 | 18.5 | 39.6 | 12.1 | 33.2 | 10.1 | 36.1 | 11.0 |
| 2011 | 53.6 | 16.3 | 58.4 | 17.8 | 54.6 | 16.6 | 55.4 | 16.9 |
| 2012 | 39.4 | 12.0 | 30.5 | 9.3 | 23.3 | 7.1 | 25.9 | 7.9 |
| 2013 | 52.2 | 15.9 | 54.9 | 16.7 | 51.1 | 15.5 | 52.4 | 15.9 |
| 2014 | 57.7 | 17.6 | 48.5 | 14.8 | 45.7 | 13.9 | 42.1 | 12.8 |
| 2015 | 27.2 | 8.3 | 15.2 | 4.6 | 13.3 | 4.1 | 8.2 | 2.5 |
| 2016 | 25.7 | 7.8 | 53.3 | 16.2 | 43.8 | 13.3 | 45.0 | 13.7 |
| 2017 | | | | | | | 50.9 | 15.5 |
| 2018 | | | | | | | 86.9 | 26.5 |
| 2019 | | | | | | | 43.5 | 13.2 |
| 2020 | | | | | | | 19.5 | 5.9 |
| 2021 | | | | | | | 116.1 | 35.4 |
| Media | 40.9 | 12.5 | 48.0 | 14.6 | 41.4 | 12.6 | 48.0 | 14.6 |
| Primer Cuartil | 29.7 | 9.0 | 39.6 | 12.1 | 33.2 | 10.1 | 36.5 | 11.1 |
| Mediana | 39.4 | 12.0 | 52.3 | 15.9 | 43.8 | 13.3 | 46.2 | 14.1 |
| Tercer Cuartil | 51.9 | 15.8 | 55.9 | 17.0 | 50.9 | 15.5 | 54.4 | 16.5 |
| Min | 21.8 | 6.6 | 15.2 | 4.6 | 13.3 | 4.1 | 8.2 | 2.5 |
| Max | 60.7 | 18.5 | 78.7 | 24.0 | 61.8 | 18.8 | 116.1 | 35.4 |
| Des. Estándar | 12.6 | 3.8 | 15.0 | 4.6 | 12.2 | 3.7 | 23.3 | 7.1 |

La recarga potencial promediada espacialmente sobre la CM a una escala anual utilizando las cuatro configuraciones del modelo osciló entre 8.2 y 116 mm (2.5 y 35.4 m³/s), como se muestra en la Figura 33 (período: 2000-2021). Las mayores variaciones entre los modelos M1 y M2 se observaron entre 2000 y 2004, con diferencias de 22 a 33 mm (6.69 a 10.04 m³/s). Se observó una mayor similitud entre las configuraciones durante los períodos 2005-2007 y 2010-2015. Todos los modelos calcularon una recarga potencial más baja en 2005, 2012 y 2015, de 26.4, 23.3 y 8.2 mm (8.05, 7.08, 2.49 m³/s), respectivamente. Sin embargo, en años de alta recarga se detectaron algunas discrepancias, por ejemplo, el mayor valor de recarga considerando el M1 (Modelo Local) se calculó en 60.7 mm (18.47 m³/s) para el año 2010, en contraste con 78.7 mm (23.97 m³/s) para el 2003 estimado mediante los productos de teledetección. Además, la configuración CHIRPS-Daymet (Modelo M4) mostró una recuperación de la recarga en 2018 y 2021, con ~86.9 y ~116.1 mm/año (26.45 y 35.35 m³/s) respectivamente, que corresponde a los dos años con mayor precipitación.

Recarga media anual de la Cuenca de México.

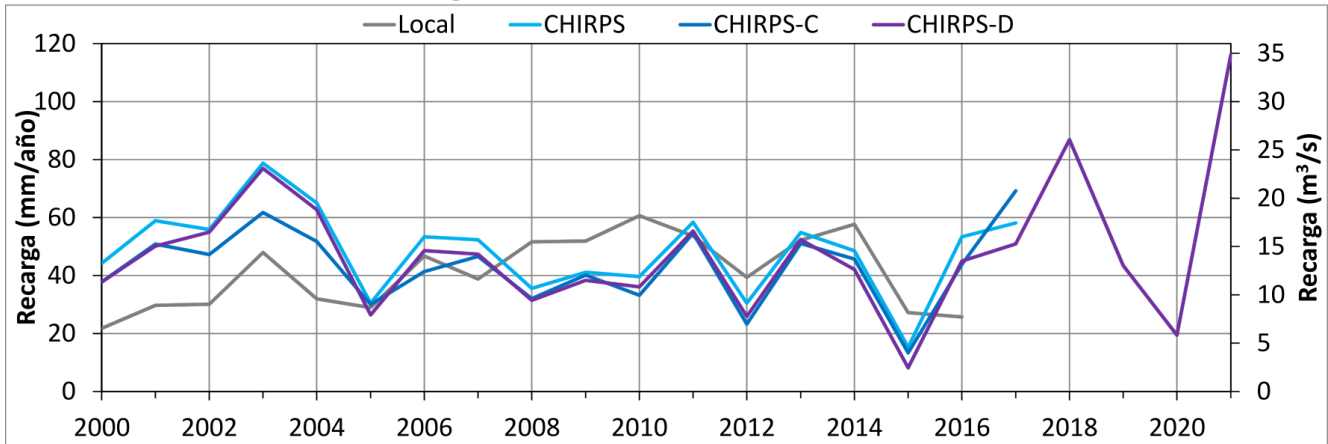


Figura 33: Serie de tiempo de recarga potencial anual promediada espacialmente sobre la Cuenca de México (CM), para las cuatro configuraciones del modelo.

En cuanto a la variación temporal de la recarga mensual en la CM, se observa que, el 94% de la recarga potencial anual se distribuye de junio a septiembre, alcanzando valores de 6.6 a 13 mm/mes (Figura 34), siendo el mes de septiembre el de mayor recarga según los modelos Local (M1), CHIRPS (M2) y CHIRPS-C (M3) con valores de 9.7, 12.6 y 10.1 mm respectivamente. Mientras que para el modelo CHIRPS-Daymet (M4) el mes con mayor recarga es julio con un valor mensual promedio de 15.6 mm. Todos los modelos son congruentes con las mayores tasas de recarga de agosto a septiembre (7-14 mm/mes), con diferencias de 6 mm/mes en el mes de julio para la configuración CHIRPS-Daymet (M4) en comparación con el promedio de las tres configuraciones del modelo restantes.

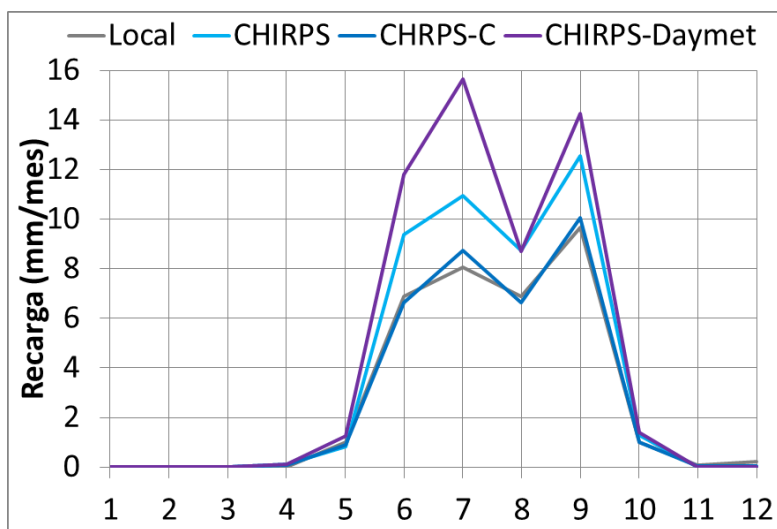


Figura 34: Recarga potencial mensual promediada espacialmente sobre la Cuenca de México (CM), para las cuatro configuraciones del modelo.

La Figura 35 muestra distribuciones estadísticas de recarga anual para cada año del periodo de simulación para las cuatro configuraciones del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C (M3) y d) CHIRPS-Daymet (M4), ilustradas por diagramas *boxplot*. Se estimaron valores medios de 21.8 a 60.7 mm/año (6.62-18.47 m³/s) para el modelo M1, de 15.3-78.7 mm/año (4.62-23.96 m³/s) para el modelo M2, de 13.3-61.8 mm/año (4.05-18.80 m³/s) para M3, para el periodo de 2000-2021 para el modelo M4 tenemos valores que van de 8.2-116.1 mm/año (2.5-35.35 m³/s).

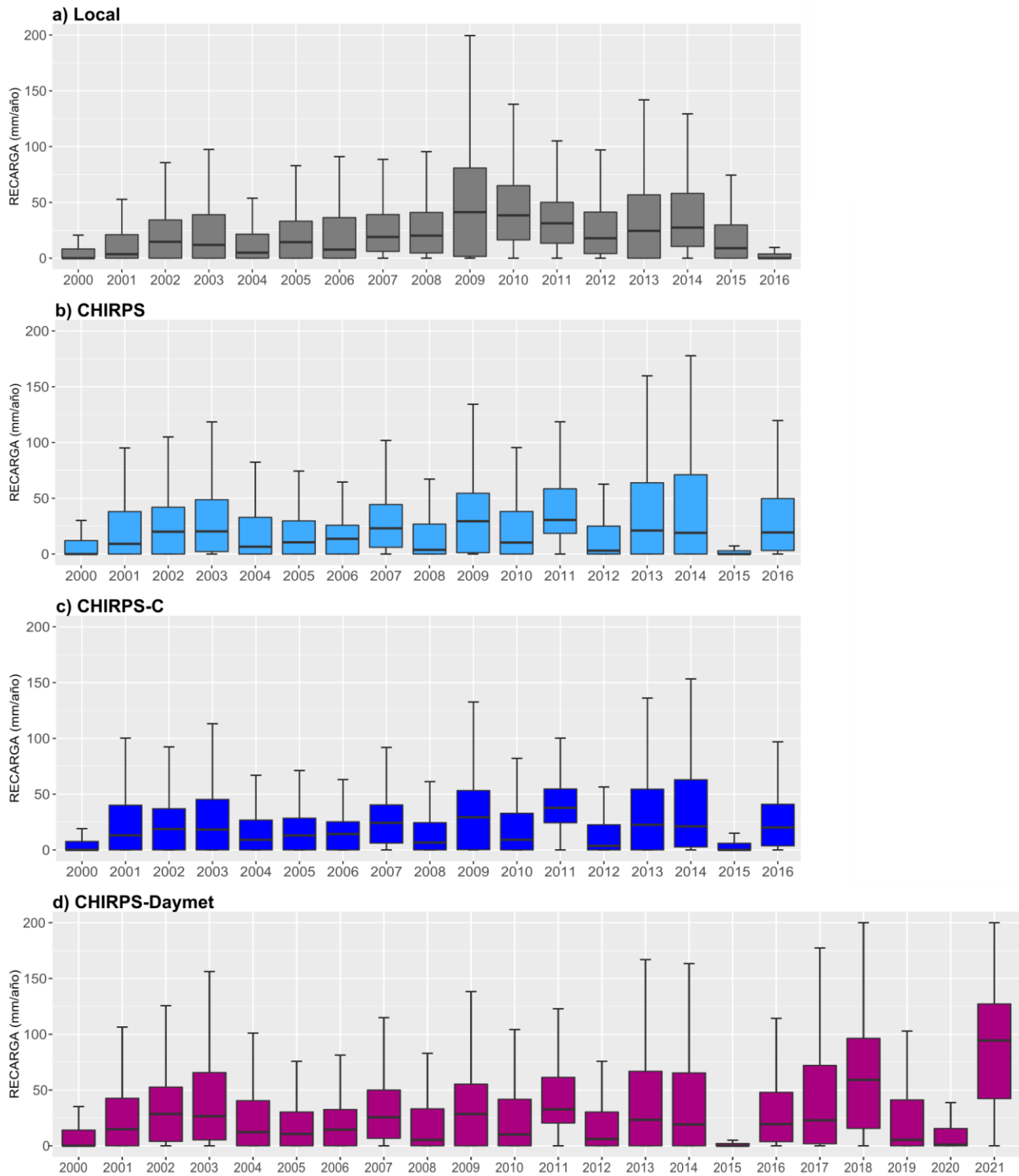


Figura 35: Recarga potencial media por año para la configuración del modelo a) Local, b) CHIRPS, c) CHIRPS-C y d) CHIRPS-Daymet, donde los recuadros corresponden al rango intercuartíl (25th-75th), la línea interior dentro de las cajas corresponde a la mediana y las líneas que se extienden desde los recuadros representa los valores máximos y mínimos.

4.6.1. Análisis zonal de la recarga en la Cuenca de México.

La Figura 36 muestra las distribuciones estadísticas de recarga media anual, separadas por zonas geográficas relevantes de la CM (ver Figura 7 para ubicación), donde se revela la importancia de las cadenas montañosas circundantes compuestas de lavas fracturadas, como la Sierra de las Cruces y la Sierra del Chichinautzin, ya que ambas representan las áreas de recarga más importantes de la cuenca, representando 2-3 veces las tasas de recarga en Sierra Nevada y Sierra de Calpulalpan, y hasta 5-20 veces las tasas de recarga en los valles (Tabla 18). En general la zona de mayor recarga es la Sierra de las Cruces donde se presentan valores de más de 250 mm/año, que representan más del 25 % de la precipitación de la zona, mientras que la zona de menor recarga es el Valle de Tizayuca donde se presentan valores 50 mm, que representan menos del 10% de la precipitación de la zona.

Estas tasas de recarga concuerdan con el tipo de formaciones rocosas presentes cada zona geográfica, ya que en la Sierra de las Cruces, Sierra de Chichinautzin y Sierra Nevada están formadas por flujos de lava y domos que construyeron las partes más altas, mientras que los depósitos piroclásticos intercalados con lahares y depósitos de avalancha de escombros constituyen la parte inferior del relieve lo que favorece la infiltración del agua de lluvia.

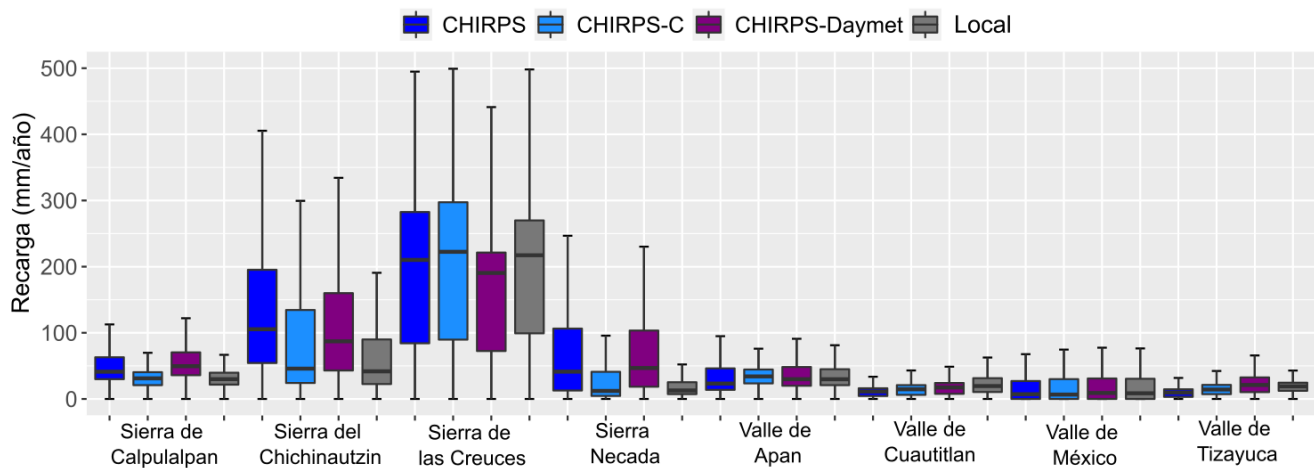


Figura 36: Recarga potencial media anual por zona geográfica (Figura 6), donde los recuadros grandes corresponden al rango intercuartíl (25th-75th), la línea interior dentro de las cajas corresponde a la mediana y las líneas que se extienden desde los recuadros representa los valores máximos y mínimos.

Tabla 18: Recarga potencial media anual por zonas geográficas (ver Figura 6 para ubicación).

| Región | Geología predominante | Área (km ²) | Local (M1) | | CHIRPS (M2) | | CHIRPS-C (M3) | | CHIRPS-Daymet (M4) | |
|-------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|-------------------|-------------|-------------------|---------------|-------------------|--------------------|-------------------|
| | | | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s |
| Sierra de Calpulalpan | Toba andesítica | 815 | 32.84 | 0.85 | 53.76 | 1.39 | 31.70 | 0.82 | 59.97 | 1.55 |
| Sierra de Chichinautzin | Basalto-Andesita | 707 | 61.64 | 1.38 | 125.81 | 2.82 | 91.88 | 2.06 | 103.25 | 2.31 |
| Sierra de las Cruces | Andesita-Dacita | 574 | 203.18 | 3.70 | 197.08 | 3.59 | 210.22 | 3.83 | 160.87 | 2.93 |
| Sierra Nevada | Toba andesítica | 871 | 18.55 | 0.51 | 67.86 | 1.87 | 26.30 | 0.73 | 71.12 | 1.96 |
| Valle de Apan | Andesita-Basalto | 1511 | 37.77 | 1.81 | 32.81 | 1.57 | 36.04 | 1.73 | 36.21 | 1.73 |
| Valle de Cuautitlan | Aluvial | 1850 | 24.64 | 1.45 | 13.08 | 0.77 | 16.80 | 0.99 | 18.53 | 1.09 |
| Valle de México | Aluvial | 1513 | 24.29 | 1.17 | 23.07 | 1.11 | 23.99 | 1.15 | 25.10 | 1.20 |
| Valle de Tizayuya | Aluvial | 987 | 19.30 | 0.60 | 10.39 | 0.33 | 15.77 | 0.49 | 22.57 | 0.71 |

4.6.2. Análisis de las variables que intervienen en la recarga.

La precipitación anual y la elevación del terreno mostraron el control más dominante en el promedio anual de la recarga potencial. La Figura 37 muestra las relaciones entre la recarga media anual y la precipitación media anual (R-P) para todas las configuraciones del modelo, donde el tamaño de los círculos corresponde a la elevación del terreno y el color de los círculos a la geología predominante. La Figura 37 se generó a partir del análisis zonal de la geología de la intersección y la clasificación de la elevación (como se muestra en la leyenda del lado derecho); luego, para cada zona, se calculó la precipitación promedio y la recarga.

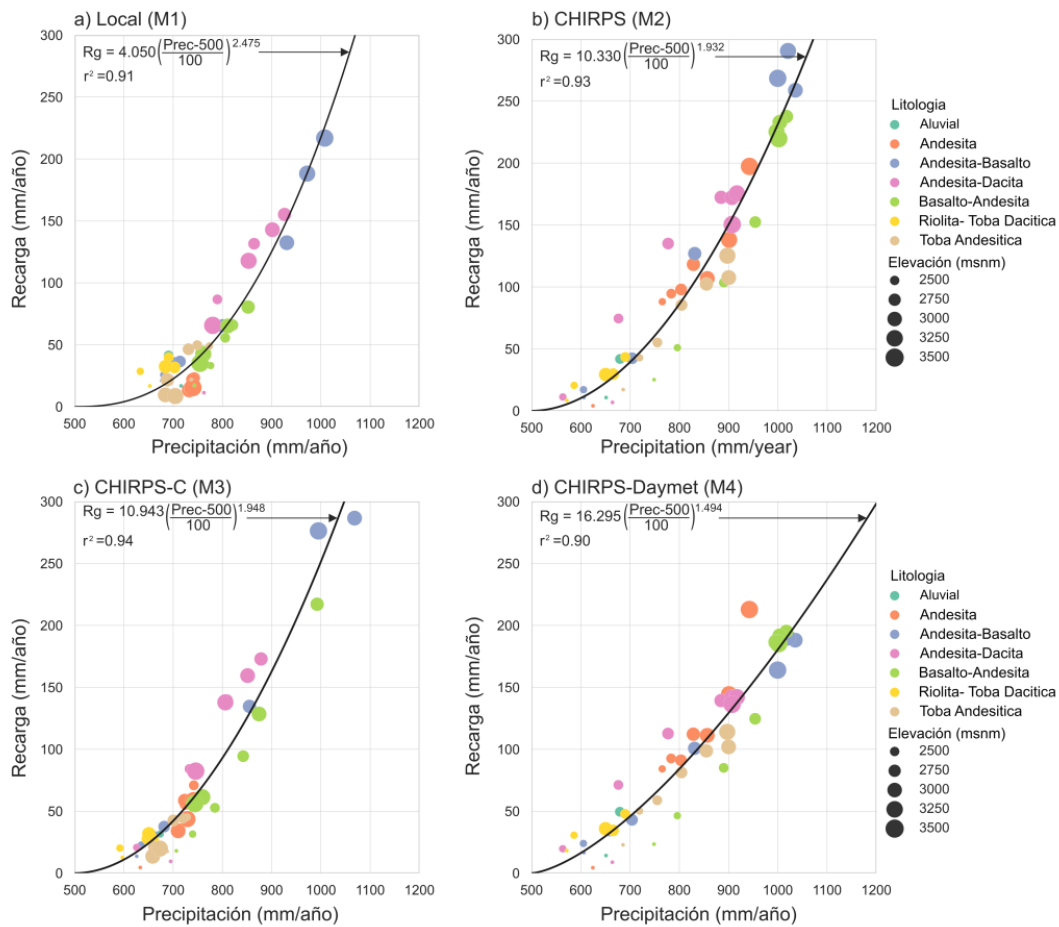


Figura 37. Relaciones empíricas de la recarga potencial anual media con respecto a la precipitación anual media (eje x), la elevación del terreno (tamaño de los círculos) y la geología (color de los círculos).

Con este análisis, se infiere que la recarga media anual sigue una relación potencial con la precipitación ($R=aP^b$), donde la precipitación inferior a 500 mm/año deriva en recarga nula. Se observaron relaciones R-P similares entre las configuraciones CHIRPS (M2) y CHIRPS-C (M3); sin embargo, CHIRPS-C mostró una subestimación de la precipitación en elevaciones altas (como se describió anteriormente). La relación R-P del modelo Local (M1) resultó en valores más bajos de recarga para el rango de precipitación de 600 a 900 mm/año, pero la relación R-P de CHIRPS-Daymet (M4) resultó en una subestimación de la recarga para grandes cantidades de precipitación.

En cuanto a la geología se observa que en las zonas donde se presentan rocas de tipo andesita-basalto con elevaciones mayores a 3250 msnm en las que al mismo tiempo se presentan valores de precipitación media anual mayores a 950 mm, se presentan las mayores tasas de recarga con

valores por arriba de los 150 mm/año, esto corresponde con el análisis zonal de la recarga potencial en que se identificó a las sierras del sur y sureste como las zonas de recarga de la CM.

Las ecuaciones empíricas nos permitirán estimar la recarga en cualquier punto de la CM conociendo el valor de la precipitación anual en el punto de interés, ya que el ajuste del modelo potencial a las variables de precipitación y recarga nos presenta un coeficiente de determinación por arriba del 0.90, lo que nos indica un buen desempeño del modelo potencial.

Por ejemplo, si tenemos una precipitación de 1000 mm/año aplicando la relación empírica para el modelo M2, tendríamos una recarga potencial estimada de 231 mm/año, el modelo además nos indica el tipo de geología predominante en la zona que para este ejemplo sería basalto-andesita y se encuentra a una altura por arriba de los 3250 msnm.

4.6.3. Recarga potencial media anual disgregada por Acuíferos de la Cuenca de México.

La Figura 38 muestra las distribuciones estadísticas de recarga media anual, separadas por acuíferos administrativos pertenecientes a la CM, ilustradas también por diagramas *boxplots*. En el acuífero “Zona Metropolitana de la Ciudad de México (ZMCDMX)”, catalogado por la CONAGUA con la clave 0901, se determinaron algunos de los pixeles con un valor medio de recarga más alta con valores de 91.3 a 109.5 mm/año, o 5.56 a 6.68 m³/s, el valor más bajo corresponde a la tasa de recarga derivada del modelo M4 y el más grande a la configuración CHIRPS (modelo M2), como se muestra en la Tabla 19 y Figura 39. Sin embargo, ~50% del acuífero administrativo está cubierto por áreas urbanas en donde la recarga es despreciable, mientras que menos del 40% del área corresponde a la Sierra de las Cruces, con un rango intercuartíl de recarga (25th-75th) de 75-300 mm/año. Mientras que el acuífero con las tasas más bajas de recarga es el de Texcoco con un valor medio de recarga de 10.2 a 25.69 mm/año, o 0.30 a 0.75 m³/s, ya que ~50% de la superficie del acuífero corresponde a uso urbano, con un rango intercuartíl de recarga (25th-75th) de 2.3-30.4 mm.

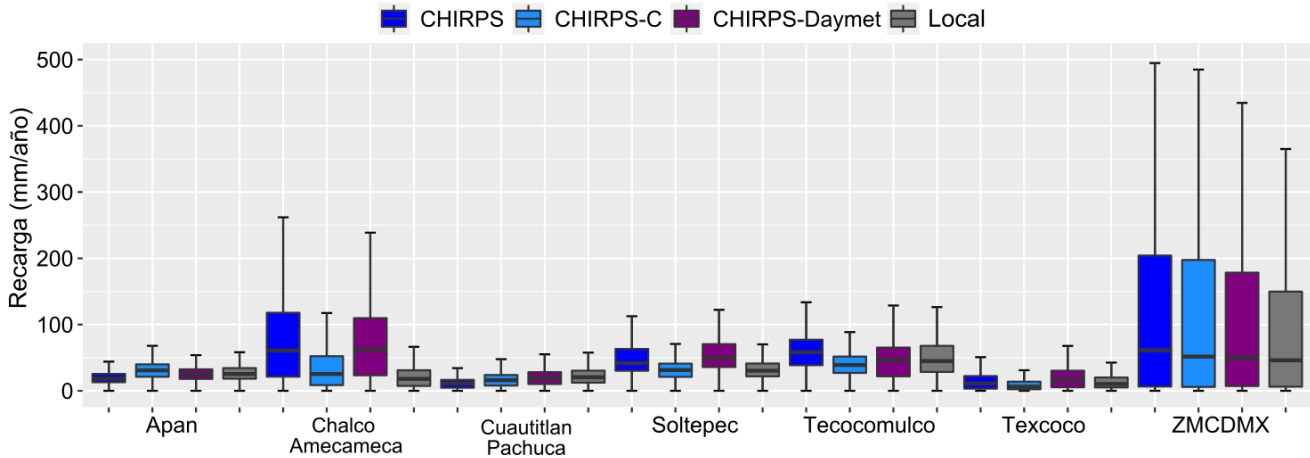


Figura 38: Recarga potencial media anual por acuíferos, donde los recuadros grandes corresponden al rango intercuartil (25th-75th), la línea interior dentro de las cajas corresponde a la mediana y las líneas que se extienden desde los recuadros representa los valores máximos y mínimos.

Tabla 19: Recarga potencial media anual por acuíferos de la CM.

| Acuífero | Área (km ²) | Local (M1) | | CHIRPS (M2) | | CHIRPS-C (M3) | | CHIRPS-Daymet (M4) | |
|--------------------|-------------------------|------------|-------------------|-------------|-------------------|---------------|-------------------|--------------------|-------------------|
| | | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s | mm/año | m ³ /s |
| Ápan | 717 | 27.62 | 0.63 | 20.42 | 0.46 | 30.77 | 0.70 | 25.88 | 0.59 |
| Chalco Amecameca | 868 | 22.20 | 0.61 | 77.40 | 2.13 | 33.36 | 0.92 | 77.12 | 2.12 |
| Cuautitlán Pachuca | 3059 | 23.86 | 2.94 | 13.04 | 1.26 | 18.57 | 1.80 | 20.70 | 2.01 |
| Soltepec | 817 | 33.68 | 0.87 | 54.00 | 1.40 | 32.25 | 0.84 | 59.93 | 1.55 |
| Tecomulco | 469 | 56.44 | 0.84 | 58.49 | 0.87 | 42.90 | 0.64 | 44.75 | 0.67 |
| Texcoco | 924 | 15.23 | 0.45 | 20.64 | 0.61 | 10.28 | 0.30 | 25.70 | 0.75 |
| ZMCDMX | 1921 | 94.01 | 5.73 | 109.55 | 6.68 | 108.02 | 6.58 | 91.25 | 5.56 |

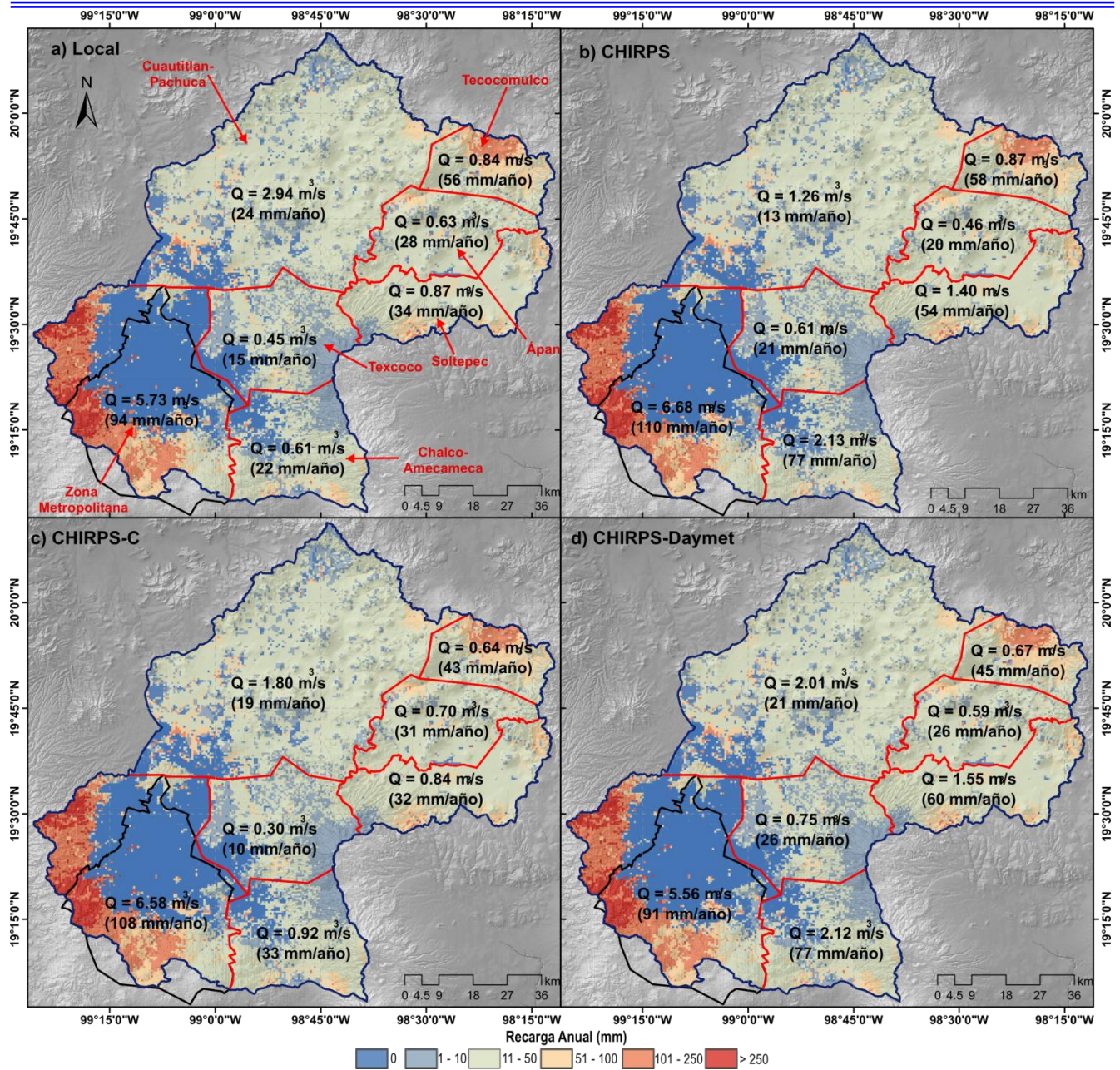


Figura 39: Recarga potencial media anual de los acuíferos de la CM para la configuración del modelo a) Local (M1), b) CHIRPS (M2), c) CHIRPS-C y d) CHIRPS-Daymet (M4).

V. DISCUSIÓN

5.1. Confiabilidad a partir de datos globales

Utilizamos registros de estaciones climatológicas en combinación con datos de sensores remotos de precipitación infrarroja con estación (CHIRPS) del Grupo de Riesgos Climáticos, temperatura diaria máxima y mínima del producto Daymet, uso de suelo derivado de la Cobertura Terrestre de la Iniciativa de Cambio Climático (CCI-LC), los tipos de suelo del conjunto de datos global de SoilGrids y evapotranspiración real de los productos GLEAM, MOD16 y TerraClimate. Estos datos se usaron como entrada de un modelo de balance hídrico del suelo diario (el modelo SWB; [Dripps y Bradbury 2007](#); [Westenbroek et al. 2010](#); [Westenbroek et al. 2018](#)), que estima los componentes del balance hídrico en un intervalo de tiempo diario utilizando una versión modificada del modelo de balance de humedad en el suelo de Thornthwaite-Mather ([Thornthwaite y Mather, 1957](#)).

De los modelos de precipitación evaluados, se observó que describen el mismo patrón temporal que la serie promedio de las estaciones climatológicas en la zona de estudio durante el periodo comprendido de 1981 a 2016, en escalas de tiempo mensual y anual. Sin embargo, se observó que los datos del modelo *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) sobreestima en 156% la precipitación anual promedio espacial de las estaciones climatológicas. Por su parte MERRA2 sobreestima la precipitación de referencia en un 25%, mientras que, en comparación, los datos de CHIRPS presentan valores mucho más cercanos a los de las estaciones, con una variación de apenas el 0.03% con respecto a la media. Estos resultados son consistentes con los presentados por [Rincón-Avalos et al. \(2022\)](#), quienes evaluaron la confiabilidad de cinco productos de precipitación satelital y uno de reanálisis alojados en el repositorio *Google Earth Engine* (GEE), en comparación con observaciones de pluviómetros de 2001 a 2017 utilizando datos de 4,658 estaciones sobre México, en donde muestran que CHIRPS es el modelo de mejor ajuste en México, a escala mensual y anual. Por otro lado, [Morales-Velazquez et al.\(2021\)](#) evaluaron la eficiencia de dos productos de precipitación satelital y dos conjuntos de datos de precipitación de reanálisis a escala de cuenca en México, en donde llegan a conclusiones similares.

Los resultados de esta investigación sugieren que los conjuntos de datos globales CHIRPS y MERRA2 son capaces de representar los valores de precipitación en la zona de estudio en el periodo de tiempo que va de 1981 a 2016. Entre los modelos globales, CHIRPS muestra una

mejor capacidad para estimar la precipitación anual y mensual con respecto al coeficiente de correlación de Pearson alcanzado un valor de 0.57 y 0.97 respectivamente. El RMSE también sugiere a CHIRPS como el mejor modelo en las dos escalas de tiempo anual y mensual, resultados que coinciden con lo realizado por [Rincón-Avalos et al. \(2022\)](#) y [Morales-Velazquez et al. \(2021\)](#).

El desempeño poco satisfactorio del reanálisis CFSR podría explicarse debido a que la calidad de los conjuntos de datos de precipitación de reanálisis depende en gran medida de los datos de observación asimilados, sin embargo, tanto la cantidad como la distribución espacial de estas observaciones cambian con el tiempo ([Lorenz and Kunstmann 2012](#)). Aunque CFSR es un nuevo reanálisis global acoplado de los *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), su desempeño no se conoce bien porque hasta ahora solo se han realizado unas pocas evaluaciones ([Higgins et al. 2010](#); [Lutz 2014](#); [Saha et al. 2010](#)).

En las gráficas de dispersión de Tmax (Figura 17) podemos ver que la base de datos que presenta un mejor desempeño para representar la temperatura máxima es la de CFSR tomando como referencia la correlación, sin embargo, la que se eligió para integrarla al modelo para estimar recarga es la base de datos de Daymet ya que, si bien, es la segunda en desempeño con respecto a la correlación, presenta una resolución espacial de 1km x 1km, el uso de bases de datos globales de temperatura sin realizar la corrección del sesgo se ha discutido en trabajos anteriores ([Arciniega-Esparza et al. 2022](#)). Sin embargo se debe tener presente que la temperatura puede introducir grandes errores en las simulaciones hidrológicas si se utiliza para la estimación de la evapotranspiración potencial y la evapotranspiración real ([Andersson et al. 2015](#)), es por esto que se corrigió el sesgo de la temperatura máxima y mínima con el modelo lineal presentado por [Wörner et al \(2019\)](#), sin embargo se optó por usar la base de datos original de Daymet ya que el coeficiente de correlación con respecto a la serie de estaciones climatológicas apenas mejoró un 0.1% pasando de 0.691 a 0.692.

La falta de datos terrestres para corregir los productos satelitales se ha discutido en trabajos anteriores bajo condiciones topográficas y húmedas-secas complejas ([Arciniega-Esparza et al. 2022](#); [Argüeso et al. 2013](#)). Por lo tanto, los productos de teledetección siguen siendo la principal fuente de datos climatológicos en regiones con datos de baja densidad, interrumpidos, discontinuos o sin redes de monitoreo de datos terrestres.

5.2. Corrección del sesgo en bases de datos globales de precipitación

Debido a que las bases de datos locales terrestres son discontinuas en el tiempo y espacio, lo que limita la estimación de la recarga de manera regional, es por esto que para estimar la recarga potencial en la CM se recurrió a datos de modelos globales y percepción remota, ya que estos no presentan esta problemática de ser discontinuos en el espacio y el tiempo, además de estar disponibles casi en tiempo real. Es por esto que se decidió el uso de bases de datos globales y de percepción remota de las variables involucradas en la recarga que considera el modelo y a las que en su caso se les corrigió el sesgo dando como resultado lo siguiente.

La corrección del sesgo se realizó para las bases de mejor desempeño CHIRPS y MERA2, lo que dio como resultado que las correlaciones de CHIRPS y CHIRPS-C frente a la precipitación registrada en los pluviómetros, presentaran un aumento del 3% para la escala mensual y de 10% para la anual. A escala mensual el RMSE disminuyó un 12% en comparación con las series de tiempo originales de CHIRPS (RMSE 35.19 y 30.94 respectivamente). Para la escala anual el RMSE disminuyó un 19 % en comparación con las series de tiempo de CHIRPS originales (RMSE 191.52 y 154.52 respectivamente). Para el caso de MERRA2 y MERRA2-C los coeficientes de correlación presentaron un incremento del 13% para la escala mensual y de 83% para la anual. A escala mensual el RMSE disminuyó un 46% en comparación con las series de tiempo originales de MERRA 2 (RMSE 50.04 y 28.83 respectivamente), mientras que para la escala anual la RMSE disminuyó un 59 % (RMSE 376.97 y 153.57 respectivamente).

Estos resultados concuerdan con lo realizado por [Goshime et al.\(2019\)](#) quienes aplicaron un método de corrección de sesgo basado en modelo potencial para corregir la base de datos CHIRPS utilizando datos de pluviómetros como referencia. Por su parte [Wörner \(2019\)](#) aplicaron varios metodos de corrección de sesgo de diferentes complejidades en las bases de datos de EURO-CORDEX de precipitación para utilizarlos en el modelo hidrológico PANTA RHEI.

De acuerdo con los resultados obtenidos de la corrección del sesgo, así como por su resolución espacial, se decidió usar a CHIRPS y CHIRPS-C como los mejores datos de entrada de precipitación para alimentar el modelo de recarga SWB.

5.4. Calibración del modelo.

En la primera fase de calibración se encontró que la ETR de productos globales derivados de datos de sensores remotos sobrestima la evapotranspiración en la CM. Por ejemplo, ETR de GLEAM representó más del 97 % de la precipitación anual, y TerraClimate mostró años en los que ETR fue mayor que la precipitación. La sobreestimación de ETR de GLEAM se ha asociado con áreas forestales en China (Yang et al. 2017) y mostró un bajo rendimiento en África en comparación con otros modelos de alta resolución (Weerasinghe et al. 2020). Resultados similares han sido encontrados por Salazar-Martínez et al. (2022), donde los productos MOD16 y GLEAM tienden a sobrestimar la evapotranspiración real en la vegetación forestal y subestimar esta variable en áreas no forestales. Nuestros resultados de ETR modelados utilizando el enfoque SWB coincidieron con las estimaciones previas de Birkle et al. (1998), estimada mediante un balance hídrico de largo plazo (anual) para toda la Cuenca de México, considerando que la ETR anual representa el 70-80% de la precipitación anual en el área de estudio, así como con los valores obtenidos por las fórmulas empíricas de Turc y Coutagne.

Por otro lado, las zonas de mayor ETR se encuentran en las sierras de las Cruces, Chichinautzin con valores por arriba de 700 mm/año, que representa menos 60% de la precipitación anual que se presenta en estas zonas, y la zona de menor ETR se encuentra al norte de la cuenca en la zona del Valle de Tizayuca en el que se presentan valores de ETR por debajo de 400 mm/año, que representa más del 60% de la precipitación anual. Si bien, en la zonas urbanas se presentan valores de ETR por arriba de 500 mm/año, que representa más del 70% de la precipitación anual, esto se puede deber al algoritmo de acumulación de flujo, que provoca que exista una mayor cantidad de agua disponible en la superficie para la ET, sin embargo la ETR y el escurrimiento directo estimado por el modelo es de más del 95% de la precipitación en estas zonas lo que da como resultado que la recarga sea prácticamente nula.

En la segunda fase de calibración, donde se compara el escurrimiento mensual simulado para las cuatro configuraciones del modelo y el escurrimiento observado en dos estaciones hidrométricas, la configuración del modelo CHIRPS-C (M3) representó el mejor rendimiento para ambos medidores de flujo, considerando las métricas RSME, KGE. El peor desempeño se obtuvo con la configuración del modelo CHIRPS (M2) según las métricas RMSE y KGE, sin embargo, fue el modelo que presentó la mayor correlación con respecto al observado.

Una limitación de este estudio fue el procedimiento de calibración manual que se utilizó en las dos fases, donde el uso de programas automáticos de estimación de parámetros (como PEST) podría mejorar el rendimiento del modelo. Finalmente, la ETR derivada de sensores remotos generó valores poco realistas, con valores de ETR superiores o cercanos a la precipitación anual; por lo tanto, estos productos también tendrían que corregirse antes de que puedan usarse para la calibración de la recarga potencial en la CM.

5.3. Recarga potencial de aguas subterráneas en la Cuenca de México.

Los valores de recarga estimados utilizando los datos de teledetección y los productos globales dieron como resultado patrones espaciales y tasas similares en aquellas zonas con una alta densidad de estaciones climatológicas (Figura 24 a la Figura 30). La falta de pluviómetros en la Sierra Nevada y la Sierra de Calpulalpan derivó en discrepancias de ~20-50 mm entre las configuraciones con datos de entrada de modelos globales, sensores remotos y las series de datos locales, lo que ocasiona que al aplicar la corrección del sesgo a la precipitación de CHIRPS se presente ese mismo problema, ya que se subestima la precipitación en esas zonas, lo que se ve reflejado en una subestimación de la recarga.

[Wolh et al. \(2012\)](#) mostraron cómo el número de estaciones de medición de precipitación ha ido disminuyendo en las regiones tropicales desde la década de los 70, incluido México, lo que complica el modelado regional y a gran escala. Por lo que en este trabajo se indicó el proceso para evaluar y corregir conjuntos de datos globales de teledetección utilizando mediciones terrestres. La falta de datos terrestres para corregir productos satelitales ha sido discutida en trabajos previos bajo condiciones topográficas y húmedas-secas complejas ([Arciniega-Esparza et al. 2022](#); [Argüeso et al. 2013](#)); sin embargo, los productos de teledetección siguen siendo la principal fuente de datos climatológicos en el pasado y la actualidad en regiones con datos de baja densidad, interrumpidos, discontinuos o incluso privados de redes de seguimiento terrestres de medición de la precipitación.

La mayoría de las investigaciones previas sobre la recarga potencial en la CM se basan en la información de los pluviómetros de las estaciones climatológicas a nivel del suelo ([Birkle, Torres Rodríguez, and González Partida 1998](#); [Carrera-Hernández and Gaskin 2008](#); [Durazo and Farvolden 1988](#); [Ortega and Farvolden 1989](#); [Palma-Nava, A., Pavón-Ibarra, I., Domínguez-Mora,](#)

R., [Carmona-Paredes 2022](#)), donde únicamente [Carrera y Gaskin \(2008\)](#) consideraron el efecto de la elevación mediante la interpolación de la precipitación.

La recarga potencial media anual estimada en este estudio utilizando las cuatro configuraciones de entrada al modelo SWB osciló entre modelos en el rango de 40 a 49 mm/año (12.46 y 14.48 m³/s), con tasas anuales que van de 8.2 a 116 mm (2.5 a 35.4 m³/s) para el período 2000-2021, estas estimaciones son consistentes con trabajos previos.

Para fines de comparación, [Durazo y Farvolden \(1988\)](#) estimaron una tasa de recarga de 55 m³/s mediante un balance simple, que estarían disponibles para su explotación a largo plazo; [Ortega y Farvolden \(1989\)](#) usaron un modelo bidimensional de elemento finito en estado estacionario en 4 secciones transversales, con el que determinaron una tasa de recarga de 30 a 50% de la precipitación media en las zonas montañosas con datos de precipitación de 1967, 1976 y 1983; por su parte la [DGCOH \(1994\)](#) estimaron un valor de 15.6 m³/s como entrada de su modelo de aguas subterráneas para la zona metropolitana de la Ciudad de México.

Por su parte [Birkle et al. \(1998\)](#) utilizaron un balance hídrico de largo plazo (anual) para la Cuenca de México en el que se estimó un rango de recarga que va de 13 - 19 m³/s, en el periodo de 1980-1985; [Carrera y Gaskin \(2008\)](#) realizaron un balance hídrico del suelo diario que utiliza diferentes tipos de vegetación y suelo, y toma en cuenta el efecto de la topografía sobre las variables climatológicas y la evapotranspiración a un intervalo de tiempo diario, con el que determinaron tasas de recarga que van de 10 - 24 m³/s, para el periodo de 1975-1986.

[Palma et al. \(2022\)](#) determinaron tasas de recarga más altas, que van de 44.9 m³/s para 1980, 40.7 m³/s para 2000, 40.5 m³/s para 2005, 39.7 m³/s para 2010 y 36.6 m³/s para 2015, mediante la aplicación del modelo APLIS, una técnica desarrollada para estimar la tasa media de recarga anual en acuíferos kársticos y carbonatados (y no volcánicos como es el caso en los acuíferos de la cuenca de México), procedente de la infiltración de las precipitaciones. La tasa es expresada como porcentaje de la precipitación, a partir de variables como: Altitud (A), Pendiente (P), Litología (L), áreas de absorción-Infiltración preferencial (I) y Suelo (S).

La [CONAGUA DOF \(2020\)](#) reporta un gasto de recarga de 38 m³/s (124 mm/año) estimado mediante un balance general de aguas subterráneas a nivel de acuífero administrativo, en el que la diferencia entre la suma total de las entradas (recarga), y la suma total de las salidas

(descarga), representa el volumen de agua perdido o ganado por el almacenamiento del acuífero, en el periodo de tiempo establecido.

En general, los patrones espaciales de recarga anual simulados en este trabajo mostraron mayor similitud con los resultados de [Carrera y Gaskin \(2008\)](#), donde la Sierra de las Cruces, la Sierra de Chichinautzin y la Sierra de Nevada representan las áreas de recarga de mayor importancia en la CM. Las bajas tasas de recarga en los valles están asociadas con valores bajos de precipitación, altas temperaturas dentro de depósitos superficiales arcillosos y de baja permeabilidad, y a sectores urbanos, en la Figura 40 se presentan las series de recarga para toda la CM estimados por [Carrera y Gaskin \(2008\)](#) de 1975 a 1986 y los estimados por la configuración del modelo M4, que es la que nos permite estimar la recarga potencial para la CM en el periodo de 2000 a 2021, donde se observa que siguen el mismo comportamiento temporal.

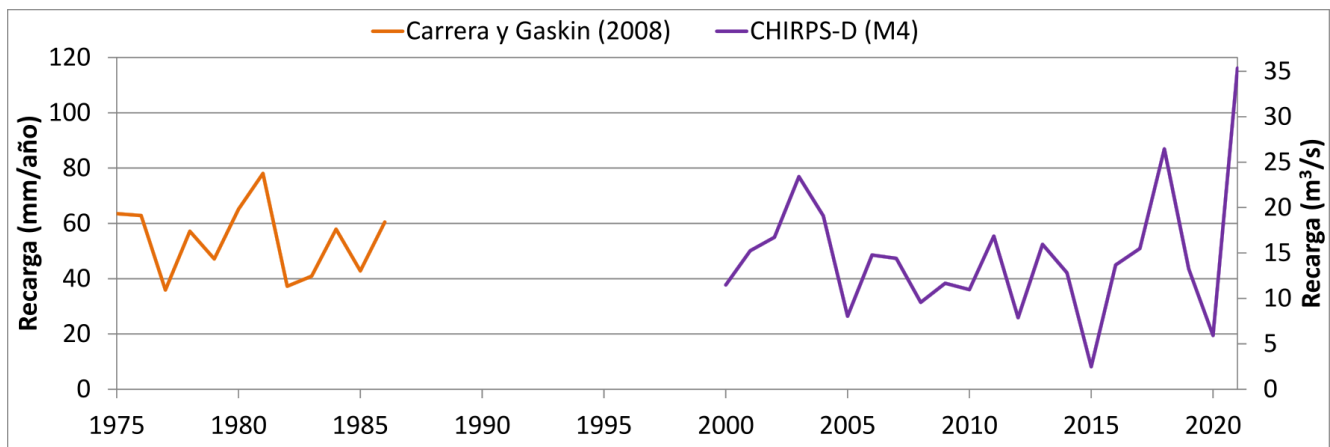


Figura 40: Comparación de la recarga potencial estimada por [Carrera y Gaskin \(2008\)](#), y la estimada por el modelo CHIRP-D (M4).

En esta investigación se estimó que la recarga anual media sobre la CM representa del 2 al 13 % de la precipitación anual, con un valor medio de ~6.5 %, que son tasas de recarga similares a las estimadas por [Carrera y Gaskin \(2008\)](#). El año 2015 representó la peor condición de recarga durante el período analizado, mientras que los años de 2018 y 2021 mostraron que al presentarse valores de precipitación cercanos a 900 mm, la recarga potencial se ve incrementada en alrededor del 100 % de la recarga media del periodo analizado. Sin embargo, las extracciones anuales de agua subterránea representan más de cuatro veces el volumen de recarga potencial calculado, e incluso más de 10 veces para el año 2015. El bombeo excesivo de

agua subterránea representa uno de los problemas más importantes para la seguridad hídrica de la CM (Escolero et al. 2016) ya que esta condición ha derivado en abatimiento de los niveles piezométricos y altas tasas de subsidencia diferencial (Carrera-Hernández and Gaskin 2007b; Chaussard et al. 2021; Hernández-Espriú et al. 2014). Además, el aumento de la temperatura, el crecimiento de los núcleos urbanos en la parte sur de la Ciudad de México y el cambio climático probablemente reducirán la recarga potencial a largo plazo.

5.4. Análisis zonal de la recarga en la Cuenca de México

El análisis espacial de la recarga dividida por zonas geográficas en la CM revela la importancia de las cadenas montañosas circundantes compuestas por basaltos y lavas fracturadas, como la Sierra de las Cruces y la Sierra del Chichinautzin, ya que ambas representan las áreas de recarga más importantes de la cuenca alcanzando valores de 250 mm al año, que representan 2-3 veces las tasas de recarga que se presentan en la Sierra Nevada y Sierra de Calpulalpan en donde se presentan recargas potenciales de hasta 100 mm al año. Por otro lado, en comparación con la recarga que se presenta en los valles, la recarga en la Sierra de las Cruces y la Sierra del Chichinautzin representa de 5-20 veces las tasas de recarga que se presenta en estos, ya que presentan valores por debajo de los 50 mm al año.

Para determinar el comportamiento de la recarga en cada uno de los acuíferos administrativos que se encuentran dentro de la CM, se realizó un análisis de la recarga media anual para determinar la magnitud de esta en cada uno de ellos, lo que permitió identificar que el acuífero con mayor recarga es el de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. Si bien, alrededor del 50% de su área se encuentra cubierta por zona urbana prácticamente impermeable, también se encuentra dentro de este acuífero la zona con mayor recarga de la CM (Sierra de las Cruces). Por otro lado el acuífero que presenta los valores menores de recarga es el Cuautitlán-Pachuca, ya que en esta zona se presenta una precipitación por debajo de la media de la CM, lo que hace que en la mayor parte de este acuífero se presenten valores de recarga por debajo de los 50 mm anuales.

5.5. Análisis de las variables que intervienen en la recarga.

En general la zona de mayor recarga es la Sierra de las Cruces en donde se presenta más del 25% de la precipitación que se presenta en la zona, que corresponde con la alta permeabilidad de los

suelos y altos valores de precipitación que se encuentran por arriba de los 1,000 mm anuales, mientras que la zona de menor recarga es el Valle de Tizayuca donde se presentan valores por debajo de los 50 mm al año, que representan menos del 10% de la precipitación que se registra en la zona que es de menos de 600 mm anuales, aunado a la baja capacidad de infiltración de los suelos.

El análisis de la importancia de las variables que intervienen en la recarga potencial mostró que la precipitación anual y la elevación del terreno suponen el control más fuerte en la recarga potencial anual media, además de que permitió caracterizar que la precipitación y la recarga de agua subterránea no están correlacionadas linealmente, sino que siguen una función de potencia ($R = aP^b$, donde R significa recarga y P precipitación). Este análisis mostró que las zonas más susceptibles de recibir recarga en la cuenca, son aquellas que presentan altitudes por arriba de los 3,000 msnm, con precipitaciones de más de 850 mm anuales y litologías en basaltos y tobas, con vegetación de bosque perennifolio, mientras que en las zonas donde se presentan alturas de menos de 2,500 msnm, con precipitaciones de menos de 500 mm anuales, con litologías andesita-basalto y aluvial y con uso de suelo de agricultura y urbano, la recarga es prácticamente nula.

5.6. Implicaciones de la recarga potencial en el estrés hídrico de la Cuenca de México.

En la Figura 41.a y Figura 41.b se observa que entre menor sea el porcentaje de la recarga con respecto a la precipitación, la relación bombeo de aguas subterráneas entre la recarga se ve incrementada, esto se observa de mejor manera para el año 2015 en el que el porcentaje de lluvia que se transforma en recarga potencial se encontró por debajo del 3% para las cuatro configuraciones del modelo, ya que para este año los valores de ETR media para toda la CM se encontraron por arriba del 80% de la precipitación, debido al comportamiento de la temperatura, lo que originó que la relación del bombeo de aguas subterráneas entre la recarga se encontrara por arriba de 10 veces. En general las extracciones de agua subterránea para todo el periodo de análisis sobre pasan a la recarga en cuatro veces, lo que ha derivado en abatimiento de los niveles piezométricos y altas tasas de subsidencia diferencial como lo han planteado diferentes autores ([Carrera-Hernández and Gaskin 2007b](#); [Chaussard et al. 2021](#); [Hernández-Espriú et al. 2014](#)).

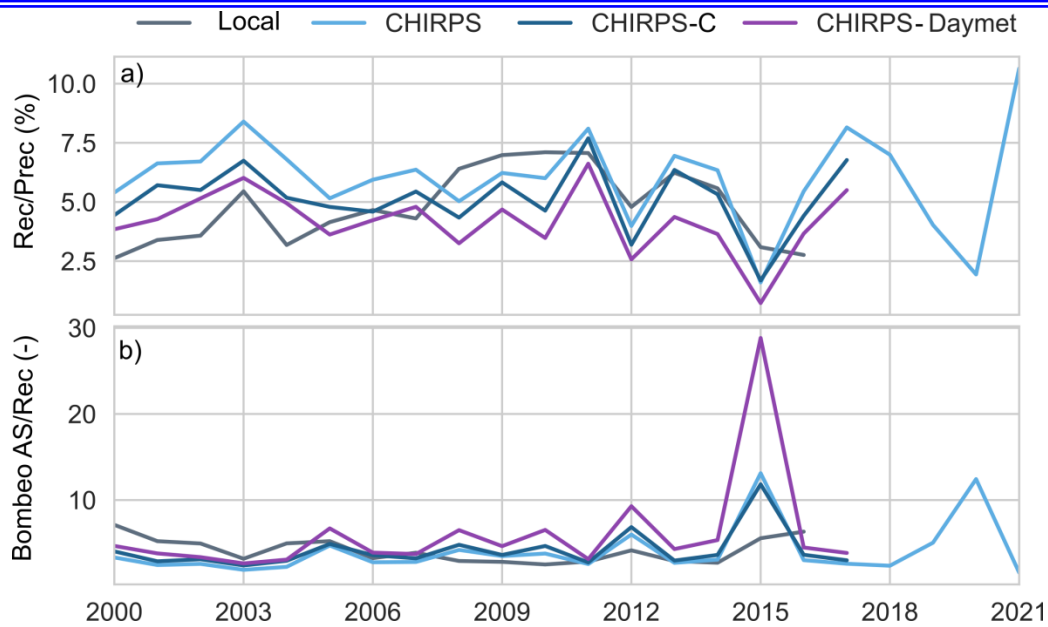


Figura 41: Variación temporal de a) porcentaje de precipitación anual que se convierte en recarga potencial (Rec), y b) índice de estrés de aguas subterráneas como la relación entre las extracciones de agua subterránea (AS) y la recarga potencial (Rec).

VI. LIMITACIONES, CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

En esta investigación, se propuso un enfoque práctico pero a la vez robusto, para caracterizar la distribución temporal y espacial de la recarga regional de aguas subterráneas utilizando información de percepción remota y modelos hidrológicos globales. Esta estrategia se aplicó a la Cuenca de México (CM), una región con alto estrés hídrico que depende de las aguas subterráneas para la mayor parte de su suministro doméstico.

Utilizamos la precipitación detectada de forma remota de los datos del *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS), la temperatura diaria máxima y mínima del producto Daymet, el uso del suelo derivado de la Cobertura terrestre de la Iniciativa de cambio climático (CCI-LC), los tipos de suelo analizados del conjunto de datos globales del SoilGrids y la evapotranspiración real de los productos GLEAM, MOD16 y TerraClimate. Estos datos se usaron como entrada del modelo distribuido de balance hídrico del suelo diario, el modelo Soil Water Balance (SWB) (Dripps y Bradbury 2007; Westenbroek et al. 2010, Westenbroek et al. 2018), que estima los componentes del balance hídrico en un intervalo de tiempo diario utilizando una versión modificada del enfoque de equilibrio de humedad del suelo de Thornthwaite-Mather.

Nuestro principal objetivo fue caracterizar regionalmente la variación espacial y temporal de la recarga potencial en la Cuenca de México para el periodo de 2000-2021 utilizando modelado numérico del balance de agua y datos derivados de percepción remota. Por lo tanto, se probaron y calibraron cuatro configuraciones de modelos de recarga (utilizando el escurrimiento y la ETR como la variable objetivo), combinando información local, es decir, medidores ubicados en tierra e información remota global.

Los principales resultados mostraron una buena correlación entre la precipitación mensual derivada de pluviómetros de estaciones climatológicas y sensores remotos y también por la temperatura del aire local y global (Daymet) ($0.87 \leq r \leq 0.9$ y $r = 0.72$, respectivamente). La recarga media anual espacial de 2000-2021 considerando los modelos Local (M1), CHIRPS (M2), CHIRPS-C (M3) y CHIRPS-Daymet (M4) fue de 40, 49, 43 y 48 mm/año (equivalente a una tasa de recarga de 12.46, 14.78, 13.08 y 14.62 m³/s), y medianas de 23, 21, 19, 27 mm/año (7, 6.4, 5.78, 6.21 m³/s), respectivamente. Todas las configuraciones del modelo coincidieron en que el suroeste de la CM, a lo largo de la Sierra de las Cruces y la Sierra de Chichinautzin, representa el

área dominante de recarga de agua subterránea, mientras que la recarga potencial en una gran parte de la Ciudad de México y su región metropolitana del norte es despreciable.

Encontramos que la precipitación anual y la recarga potencial anual de aguas subterráneas no están correlacionadas linealmente, sino que siguen una función de potencia ($R = aP^b$, donde R es la recarga y P precipitación). En toda la cuenca, las áreas más propensas a una mayor recarga de agua subterránea son aquellas con precipitación anual superior a ~800 mm en terrenos de elevación superior a ~3.000 m.s.n.m., a lo largo de rocas basálticas-andesíticas, andesíticas-basálticas y/o depósitos aluviales. En contraste, las áreas con índices de precipitación inferiores a ~650 mm/año, a menos de 2500 m.s.n.m. de elevación, a lo largo de tobas ácidas, rocas dacíticas o riolíticas, desarrollan índices de recarga mínimos. Además, una precipitación media anual en la CM inferior a 500 mm/año genera nula recarga en términos prácticos.

Nuestros resultados sugieren que la precipitación de la base de datos de CHIRPS y la temperatura del aire máxima y mínima de Daymet son adecuadas para modelar el proceso de recarga potencial en el área de estudio mediante el Modelo CHIRPS-Daymet (M4). Como se demostró, las estimaciones de recarga de aguas subterráneas utilizando datos de sensores remotos y productos globales derivaron en patrones y tasas regionales similares a las de aquellas áreas con una alta densidad de estaciones climatológicas terrestres.

Sin embargo, los datos globales de percepción remota mostraron discrepancias con los datos locales incluso después de las correcciones de sesgo (Figura 11 a la Figura 17), donde los métodos de corrección más complejos (p. e. enfoques de mapeo de cuantiles y aprendizaje automático) podrían mejorar los resultados. Los tipos de suelo de SoilGrids mostraron diferencias con la información local, sin embargo, los datos locales mostraron tipos de suelo inconsistentes (como urbanos y de cuerpos de agua) que dificultaron la comparación. Se observó una mejor concordancia en las capas de uso del suelo derivado de sensores remotos con datos locales, pero una limitación de este estudio es la consideración del uso del suelo constante en el tiempo, donde la comparación del uso del suelo de CCI-LC en 2015 con el uso del suelo local del año 2013 mostró un aumento de la superficie urbana, afectando otros usos del suelo.

Otra limitación de este estudio fue el procedimiento de calibración manual, donde el uso de programas automáticos de estimación de parámetros (como PEST) podría mejorar el rendimiento del modelo. Finalmente, la ETR derivada de sensores remotos presentó valores

poco realistas, con valores de ETR superiores o cercanos a la precipitación anual; por lo tanto, estos productos también tendrían que corregirse antes de que puedan usarse para la calibración del modelo.

La conclusión final radica en que los datos globales y de percepción remota utilizados en esta investigación se pueden usar con éxito para representar cambios regionales en los patrones de recarga de acuíferos, mediante el uso de datos hidrológicos pseudocontinuos en áreas con observaciones terrestres limitadas, para alimentar un modelo de recarga simple pero robusto (modelo SWB). Sin embargo, se recomienda la validación de datos de productos globales de percepción remota con datos locales para comprender cómo estos datos globales podrían afectar los resultados del modelo.

Por lo tanto, este enfoque se puede extrapolar a otras partes del mundo con entornos geológicos e hidrogeológicos similares para establecer cambios en la recarga regional, lo que puede ser particularmente benéfico en países de bajos ingresos donde los datos específicos del sitio a menudo están incompletos y desactualizados.

Con respecto a lo anterior, el uso de modelos globales y herramientas de percepción remota resulta una fuente de información valiosa en regiones escasa información hidrogeológica disponible, como es el caso de la CM. Sin embargo, se encontró que algunas bases de datos globales presentan sesgos y errores con respecto a los datos medidos en estaciones en tierra. Por lo que es necesario validar las fuentes de información de productos globales para corregir el sesgo y determinar cuales representan de mejor manera los datos registrados en tierra para cada región en particular, en particular en la CM las base de datos de precepción remota que mejor representan las variables climatológicas son para la precipitación la de CHIRPS y temperatura la de Daymet, utilizados en la configuración del modelo CHIRPS-D (M4). La falta de datos registrados en tierra también dificulta la calibración y validación de modelos hidrológicos e hidrogeológicos, por lo que en los últimos años se está impulsando el uso de datos de precepción remota en modelos hidrológicos para reducir la incertidumbre relacionada a la disponibilidad de agua subterránea.

La metodología presentada fue aplicada en la Cuenca de México usando el modelo SWB, que representa una herramienta para producir estimaciones espacio-temporales de recarga de agua subterránea. La aplicación de SWB en la CM representa una prueba rigurosa de la capacidad del

modelo para estimar la recarga en un área templada de diversos usos de suelo, alta variabilidad temporal y espacial de precipitaciones, alto relieve topográfico y, en general, alta capacidad de infiltración. Las estimaciones de recarga presentadas en este estudio están dentro del rango de los valores estimados por otros autores anteriormente, lo que sugiere que el modelo puede producir estimaciones confiables de recarga espacialmente variable en climas templados. Sin embargo, se necesitan más estudios de investigación de campo en la CM para validar las estimaciones del modelo en cuanto a la ET potencial y real, además de incorporar al modelo entradas por infiltración proveniente de la irrigación y de fugas en las redes de agua potable y alcantarillado de las áreas urbanas, lo que ayudará a generar estimaciones de la recarga de aguas subterráneas con mayor certidumbre.

De acuerdo a las limitaciones mencionadas anteriormente los resultados obtenidos se podrían mejorar si se contara con información de precipitación y temperatura en las zonas altas de la cuenca, sobre todo en la Sierra del Chichinautzin y Sierra Nevada para evitar la subestimación de la precipitación y la sobreestimación de la temperatura, además de la utilización de bases de datos de uso de suelo temporalmente variables para cada año de la simulación, así como cartografía de detalle de la geología superficial, estructuras y mapeo de diaclasas relevantes en las zonas dominantes de recarga.

Para reducir la incertidumbre que provoca el uso de modelos globales de percepción remota se podrían probar modelos de corrección del sesgo de las variables climatológicas más complejos como el mapeo de cuantiles o técnicas de aprendizaje autónomo, redes neuronales o inteligencia artificial.

En cuanto a la calibración del modelo que se realizó manualmente, para mejorar el ajuste de los parámetros se podrían probar programas automáticos de estimación de parámetros (como PEST), teniendo como referencia datos in-situ de ETR y escurrimiento superficial en varios puntos de la CM.

Por ello, se propone que para trabajos futuros de la estimación de la recarga potencial en la Cuenca de México, se consideren estas limitaciones que se identificaron a lo largo de este estudio, aunado a la utilización de la estimación de la recarga real con metodologías alternas, como el de la fluctuación del nivel freático WTF, en algunos puntos de la cuenca, que permitan complementar y validar el modelo conceptual de recarga potencial propuesto.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abatzoglou, John T., Solomon Z. Dobrowski, Sean A. Parks, and Katherine C. Hegewisch. 2018. "TerraClimate, a High-Resolution Global Dataset of Monthly Climate and Climatic Water Balance from 1958-2015." *Scientific Data* 5. <https://www.nature.com/articles/sdata2017191> (June 25, 2022).
- Ahuja, L. R., and S. A. El-Swaify. 1979. "Determining Soil Hydrologic Characteristics on a Remote Forest Watershed by Continuous Monitoring of Soil-Water Pressures, Rainfall and Runoff." *Journal of Hydrology* 44(1-2): 135-47. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169479901513> (May 5, 2022).
- Allen, R. G., and W. O. Pruitt. 1986. "Rational Use of The FAO Blaney-Criddle Formula." *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 112(2): 139-55.
- Allen, RG et al. 1991. "Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements." <https://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockey=0073358> (May 5, 2022).
- Allison, G. B., and M. W. Hughes. 1975. "The Use of Environmental Tritium to Estimate Recharge to a South-Australian Aquifer." *Journal of Hydrology* 26(3-4): 245-54. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169475900062> (May 12, 2022).
- Andersson, J C M et al. 2015. "Key Factors for Improving Large-Scale Hydrological Model Performance." *European Water* 49: 77-88. <https://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:1060593/FULLTEXT01.pdf> (May 12, 2023).
- Arce, José Luis et al. 2019. "Geology and Stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), Central Trans-Mexican Volcanic Belt." *Journal of Maps* 15(2): 320-32.
- Arciniega-Esparza, Saúl et al. 2022. "Remote Sensing-Aided Rainfall-Runoff Modeling in the Tropics of Costa Rica." *Hydrology and Earth System Sciences* 26(4): 975-99. <https://hess.copernicus.org/articles/26/975/2022/> (May 12, 2023).
- Argüeso, D, J. P. Evans, and L. Fita. 2013. "Precipitation Bias Correction of Very High Resolution Regional Climate Models." *Hydrology and Earth System Sciences* 17(11): 4379-88. <https://hess.copernicus.org/articles/17/4379/2013/> (May 12, 2023).
- Arya, L. M., D. A. Farrell, and G. R. Blake. 1975. "FIELD STUDY OF SOIL WATER DEPLETION PATTERNS IN PRESENCE OF GROWING SOYBEAN ROOTS - 1. DETERMINATION OF HYDRAULIC PROPERTIES OF THE SOIL." *Proc Soil Sci Soc Am* 39(3): 424-30.
- Athavale, R. N., C. S. Murti, and R. Chand. 1980. "Estimation of Recharge to the Phreatic Aquifers of the Lower Maner Basin, India, by Using the Tritium Injection Method." *Journal of Hydrology* 45(3-4): 185-202. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169480900190> (March 28, 2022).
- Baalousha, Husam Musa, Nicolas Barth, Fanilo H. Ramasomanana, and Said Ahzi. 2018. "Groundwater Recharge Estimation and Its Spatial Distribution in Arid Regions Using GIS: A Case Study from Qatar Karst Aquifer." *Modeling Earth Systems and Environment* 4(4): 1319-29. <http://dx.doi.org/10.1007/s40808-018-0503-4>.

- Bamler, R. 1999. "The SRTM Mission: A World-Wide 30m Resolution DEM from SAR Interferometry in 11 Days." *Photogrammetric Week*: 145–54. <https://elib.dlr.de/37/> (June 22, 2022).
- Batelaan, O., and F. De Smedt. 2007. "GIS-Based Recharge Estimation by Coupling Surface-Subsurface Water Balances." *Journal of Hydrology* 337(3–4): 337–55.
- Birkle, P., V. Torres Rodríguez, and E. González Partida. 1998. "The Water Balance for the Basin of the Valley of Mexico and Implications for Future Water Consumption." *Hydrogeology Journal* 6(4): 500–517.
- Blaney, H.F., and W.D Criddle. 1966. "Determining Consumptive Use for Water Developments, in Methods for Estimating Evapotranspiration—Irrigation and Drainage Specialty Conference, November 2–4, Las Vegas, Nev., Proceedings." *New York, American Society of Civil Engineers*: 1–34. <https://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockkey=0257203> (July 12, 2022).
- Bogena, H, R Kunkel, C. Montzka, and F. Wendland. 2005. "Uncertainties in the Simulation of Groundwater Recharge at Different Scales." *Advances in Geosciences* 5: 25–30. <https://adgeo.copernicus.org/articles/5/25/2005/> (July 14, 2022).
- Bontemps, S et al. 2013. "Consistent Global Land Cover Maps for Climate Modeling Communities: Current Achievements of the ESA's Land Cover CCI." *ESA Living Planet Symposium 2013*(September): 9–13. https://ftp.space.dtu.dk/pub/loana/papers/s274_2bont.pdf (June 22, 2022).
- Bredenkamp, D. B. 1988. "Quantitative Estimation of Ground-Water Recharge in the Pretoria-Rietondale Area." In *Estimation of Natural Groundwater Recharge*, , 461–76. https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/978-94-015-7780-9_29.pdf (March 28, 2022).
- Brutsaert, W. 1981. "Evaporation into the Atmosphere. Theory, History, and Applications." *Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*.
- Carrera-Hernández, J. J., and S. J. Gaskin. 2007a. "Spatio Temporal Analysis of Daily Precipitation and Temperature in the Basin of Mexico." *Journal of Hydrology* 336(3–4): 231–49.
- . 2007b. "The Basin of Mexico Aquifer System: Regional Groundwater Level Dynamics and Database Development." *Hydrogeology Journal* 15(8): 1577–90.
- . 2008. "Spatio-Temporal Analysis of Potential Aquifer Recharge: Application to the Basin of Mexico." *Journal of Hydrology* 353(3–4): 228–46. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408000826> (April 11, 2022).
- Castillo, José Luis Uc et al. 2021. "Identification of the Dominant Factors in Groundwater Recharge Process, Using Multivariate Statistical Approaches in a Semi-Arid Region." *Sustainability (Switzerland)* 13(20). <https://www.mdpi.com/1319538> (April 11, 2022).
- Cedergren, HR. 1989. *Seepage, Drainage, and Flow Nets*.
- Chaussard, E. et al. 2021. "Over a Century of Sinking in Mexico City: No Hope for Significant Elevation and Storage Capacity Recovery." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*

126(4).

- Chung, Il-moon, Nam-won Kim, and Jeongwoo Lee. 2010. "Assessing Distributed Groundwater Recharge Rate Using Integrated Surface Water-Groundwater Modelling: Application to Mihocheon Watershed, South Korea." : 1253–64.
- Clark, Martyn P. et al. 2021. "The Abuse of Popular Performance Metrics in Hydrologic Modeling." *Water Resources Research* 57(9).
- Cook, P. G. et al. 1998. "Water Balance of a Tropical Woodland Ecosystem, Northern Australia: A Combination of Micro-Meteorological, Soil Physical and Groundwater Chemical Approaches." *Journal of Hydrology* 210(1–4): 161–77. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169498001814> (May 12, 2022).
- Cook, P. G., and D. K. Solomon. 1997. "Recent Advances in Dating Young Groundwater: Chlorofluorocarbons, $^3\text{H}/^3\text{He}$ and ^{85}Kr ." *Journal of Hydrology* 191(1–4): 245–65. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216949603051X> (May 12, 2022).
- Cook, Peter G., and John-Karl Böhlke. 2000. "Determining Timescales for Groundwater Flow and Solute Transport." *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*: 1–30.
- Cook, Peter G, Andrew L Herczeg, and Kerry L McEwan. 2001. *Groundwater Recharge and Stream Baseflow: Atherton Tablelands, Queensland*.
- Coutagne, A. 1949. "Etude Generale Des Variations de Debit En Fonction Des Facteurs Qui Les Conditionnent." *La Houille Balance* 2: 134–46. <https://www.shf-lhb.org/articles/lhb/pdf/1949/04/lhb1949025.pdf> (July 22, 2022).
- Cronshey, R. et al. 1986. "Urban Hydrology for Small Watersheds—TR-55 (2nd Ed.)." In *Washington, D.C., U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, Engineering Division, Technical Release 55*, , 164. <https://tamug-ir.tdl.org/handle/1969.3/24438> (July 9, 2022).
- Custodio, G. E. 1998. "Recarga a Los Acuíferos: Aspectos Generales Sobre El Proceso, La Evaluación y La Incertidumbre." *Boletín Geológico y Minero* 109(4): 13–29. https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=Recarga+a+los+acuíferos%3A+Aspectos+generales+sobre+el+proceso%2C+la+evaluación+y+la+incertidumbre.+En%3A+La+evaluación+de+la+recarga+a+los+acuíferos+en+la+planificación+hidrológica.+Textos+del+semin (April 29, 2022).
- Delin, Geoffrey N., Richard W. Healy, Matthew K. Landon, and John Karl Böhlke. 2000. "Effects of Topography and Soil Properties on Recharge at Two Sites in an Agricultural Field." *Journal of the American Water Resources Association* 36(6): 1401–16.
- Delin, Geoffrey N., and William N. Herkelrath. 2005. "Use of Soil Moisture Probes to Estimate Ground Water Recharge at an Oil Spill Site." *Journal of the American Water Resources Association* 41(6): 1259–77.
- DGCOH. 1994. "Diagnóstico Del Estado Presente de Las Aguas Subterráneas de La Ciudad de México y Determinación de Sus Condiciones Futuras." *Technical report, Instituto de Geofísica, UNAM*.

- Döll, Petra, Frank Kaspar, and Bernhard Lehner. 2003. "A Global Hydrological Model for Deriving Water Availability Indicators: Model Tuning and Validation." *Journal of Hydrology* 270(1-2): 105-34. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169402002834> (March 28, 2022).
- Dreiss, S. J., and L. D. Anderson. 1985. "Estimating Vertical Soil Moisture Flux at a Land Treatment Site." *Groundwater* 23(4): 503-11.
- Dripps, W. R. 2003. "The Spatial and Temporal Variability of Groundwater Recharge within the Trout Lake Basin of Northern Wisconsin." <https://search.proquest.com/openview/473fac4c60a2c3a554f817740bdcdade2/1?pq-origsite=gscholar&cbl=18750&diss=y> (July 8, 2022).
- Dripps, W R, and K R Bradbury. 2007. "A Simple Daily Soil - Water Balance Model for Estimating the Spatial and Temporal Distribution of Groundwater Recharge in Temperate Humid Areas." : 433-44.
- Dunkle, S. A. et al. 1993. "Chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as Dating Tools and Hydrologic Tracers in Shallow Groundwater of the Delmarva Peninsula, Atlantic Coastal Plain, United States." *Water Resources Research* 29(12): 3837-60. https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=Chlorofluorocarbons+as+dating+tools+and+hydrologic+tracers+in+shallow+groundwater+of+the+Delmarva+Peninsula%2C+Atlantic+Coastal+Plain%2C+United+States.&btnG= (May 12, 2022).
- Durazo, J., and R. N. Farvolden. 1988. "The Groundwater Regime of the Valley of Mexico from Historic Evidence and Field Observations." *Journal of Hydrology* 112: 171-90.
- Egboka, B. C.E., J. A. Cherry, R. N. Farvolden, and E. O. Frind. 1983. "Migration of Contaminants in Groundwater at a Landfill: A Case Study. 3. Tritium as an Indicator of Dispersion and Recharge." *Journal of Hydrology* 63(1-2): 51-80.
- Ehlers, L et al. 2016. "Sensitivity of MGROWA-Simulated Groundwater Recharge to Changes in Soil and Land Use Parameters in a Mediterranean Environment and Conclusions in View of Ensemble-Based Climate Impact Simulations." *Science of the Total Environment* 543: 937-51. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969715300565> (July 14, 2022).
- Enfield, C. G., J. J. C. Hsieh, and A. W. Warrick. 1973. "Evaluation of Water Flux Above A Deep Water Table Using Thermocouple Psychrometers." *Soil Science Society of America Journal* 37(6): 968-70.
- Eriksson, Erik, and Vachi Khunakasem. 1969. "Chloride Concentration in Groundwater, Recharge Rate and Rate of Deposition of Chloride in the Israel Coastal Plain." *Journal of Hydrology* 7(2): 178-97. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169469900559> (May 13, 2022).
- Escolero, Oscar, Stefanie Kralisch, Sandra E. Martínez, and María Perevochtchikova. 2016. "Diagnóstico y Análisis de Los Factores Que Influyen En La Vulnerabilidad de Las Fuentes de Abastecimiento de Agua Potable a La Ciudad de México, México." *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 68(3): 409-27. <http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1405->

33222016000300409&script=sci_arttext (June 21, 2022).

- Evelt, S R, A W Warrick, and A D Matthias. 1995. "Wall Material and Capping Effects on Microlysimeter Temperatures and Evaporation." <https://pubag.nal.usda.gov/catalog/1086> (May 5, 2022).
- Farr, Tom G. et al. 2007. "The Shuttle Radar Topography Mission." *Reviews of Geophysics* 45(2).
- Fayer, MJ. 2000. "UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated Soil Water and Heat Flow Model Theory, User Manual, and Examples." <https://www.osti.gov/biblio/781853> (May 5, 2022).
- Ferrari, Luca, Marqarita López-Martínez, Gerardo Aguirre-Díaz, and Gerardo Carrasco-Núñez. 1999. "Space-Time Patterns of Cenozoic Arc Volcanism in Central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt." *Geology* 27(4): 303–6. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/27/4/303/207059> (June 21, 2022).
- Finch, J. W. 2001. "Estimating Change in Direct Groundwater Recharge Using a Spatially Distributed Soil Water Balance Model." *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 34(1): 71–83.
- Finch, J W. 1998. "Estimating Direct Groundwater Recharge Using a Simple Water Balance Model - Sensitivity to Land Surface Parameters." *Journal of Hydrology* 211(1–4): 112–25.
- Flint, AL, and LE Flint. 2007. "Application of the Basin Characterization Model to Estimate In-Place Recharge and Runoff Potential in the Basin and Range Carbonate-Rock Aquifer System, White Pine." <https://pubs.usgs.gov/sir/2007/5099/> (April 23, 2022).
- Flint, Alan L. et al. 2002. "Estimating Recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: Comparison of Methods." *Hydrogeology Journal* 10(1): 180–204.
- Forchheimer, P. 1930. *Hydraulik, 3rd Edn. Berlin: B. G. Teubner.*
- Freeze, RA, and JA Cherry. 1979. "Groundwater." <http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=UACHBC.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=048132> (April 2, 2022).
- Funk, Chris et al. 2015. "The Climate Hazards Infrared Precipitation with Stations - A New Environmental Record for Monitoring Extremes." *Scientific Data* 2: 1–21.
- Gee, G. W. et al. 1994. "Variations in Water Balance and Recharge Potential at Three Western Desert Sites." *Soil Science Society of America Journal* 58(1): 63–72. <https://access.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.2136/sssaj1994.03615995005800010009x> (March 29, 2022).
- Gelaro, R. et al. 2017. "The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)." *Journal of Climate* (30(14)): 5419–5454. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/30/14/jcli-d-16-0758.1.xml> (June 22, 2022).
- Gerhart, James M. 1986. "Ground-Water Recharge and Its Effects on Nitrate Concentration

- Beneath a Manured Field Site in Pennsylvania." *Groundwater* 24(4): 483–89.
- Giambelluca, Thomas W. 1983. "WATER BALANCE OF THE PEARL HARBOR-HONOLULU BASIN, HAWAII, 1946-1975." *Technical Report - University of Hawaii, Water Resources Research Center* (151).
<https://search.proquest.com/openview/36eea9cc48fd719de1a283bada597ea9/1?pq-origsite=gscholar&cbl=18750&diss=y> (April 23, 2022).
- Goshime, D. W., R. Absi, and B. Ledésert. 2019. "Evaluation and Bias Correction of CHIRP Rainfall Estimate for Rainfall-Runoff Simulation over Lake." *Hydrology* 6(68): 1–22. doi:10.3390/hydrology6030068.
- Hall, David W., and Dennis W. Risser. 1993. "EFFECTS OF AGRICULTURAL NUTRIENT MANAGEMENT ON NITROGEN FATE AND TRANSPORT IN LANCASTER COUNTY PENNSYLVANIA." *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 29(1): 55–76.
- Hantush, Madih Salih. 1956. "Analysis of Data from Pumping Tests in Leaky Aquifers." *Eos, Transactions American Geophysical Union* 37(6): 702–14.
- Hargreaves, G.H., and Z.A. Samani. 1985. "Reference Crop Evapotranspiration from Temperature." *Applied Engineering in Agriculture*, v. 1, no. 2: 96–99. <https://elibrary.asabe.org/abstract.asp?aid=26773> (July 12, 2022).
- Hawkins, R.H., T.J. Ward, D.E. Woodward, and J.A. Van Mullem. 2009. Reston, Va., American Society of Civil Engineers *Curve Number Hydrology: State of the Practice*. <http://ndl.ethernet.edu.et/bitstream/123456789/55128/1/410.pdf> (July 13, 2022).
- Healy, R. W. 1989. "Seepage through a Hazardous-Waste Trench Cover." *Journal of Hydrology* 108(C): 213–34. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169489902849> (April 28, 2022).
- . 2010. "Estimating Groundwater Recharge" ed. Cambridge. ISBN 9780521863964. *Cambridge university press*.
- Healy, Richard W, and Peter G Cook. 2002. "Using Groundwater Levels to Estimate Recharge." *Hydrogeology Journal* 10(1): 91–109.
- Hendrickx, Jan M.H. 1992. "Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge (Volume 8, International Contributions to Hydrogeology)." *Journal of Environmental Quality* 21(3): 512–512. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.2134/jeq1992.00472425002100030036x> (April 1, 2022).
- Hengl, Tomislav et al. 2017. "SoilGrids250m: Global Gridded Soil Information Based on Machine Learning." *PLoS ONE* 12(2).
- Hernández-Espriú, Antonio et al. 2014. "The DRASTIC-Sg Model: An Extension to the DRASTIC Approach for Mapping Groundwater Vulnerability in Aquifers Subject to Differential Land Subsidence, with Application to Mexico City Le Modèle DRASTIC-Sg: Un Développement de l'approche DRASTIC Pour La Carto." *Hydrogeology Journal* 22(6): 1469–85.

- Higgins, R. W. et al. 2010. "Intercomparison of Daily Precipitation Statistics over the United States in Observations and in NCEP Reanalysis Products." *Journal of Climate* 23(17): 4637–50. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/23/17/2010jcli3638.1.xml> (January 25, 2023).
- Hillel, Daniel, and Ralph S. Baker. 1988. "A Descriptive Theory of Fingering during Infiltration into Layered Soils." *Soil Science* 146(1): 51–56. https://journals.lww.com/soilsci/Abstract/1988/07000/A_Descriptive_Theory_of_Fingerin_g_During.8.aspx (April 27, 2022).
- Hornero, Jorge, Marisol Manzano, Lucía Ortega, and Emilio Custodio. 2016. "Science of the Total Environment Integrating Soil Water and Tracer Balances , Numerical Modelling and GIS Tools to Estimate Regional Groundwater Recharge : Application to the Alcadozo Aquifer System (SE Spain)." *Science of the Total Environment, The* 568: 415–32. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.011>.
- Hoyer, Stephan, and Joe Hamman. 2017. "Xarray: N-D Labeled Arrays and Datasets in Python." *Journal of Open Research Software* 5(1): 10.
- Hsieh, PA, WL Wingle, and RW Healy. 2000. "VS2DI-A Graphical Software Package for Simulating Fluid Flow and Solute or Energy Transport in Variably Saturated Porous Media." <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wri994130> (May 5, 2022).
- Huerta-Vergara, Alma R. et al. 2022. "Assessment of Vulnerability to Water Shortage in the Municipalities of Mexico City." *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 74(1): A071021. http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/7401/A071021_Huerta.pdf (June 21, 2022).
- Israil, M et al. 2006. "Groundwater-Recharge Estimation Using a Surface Electrical Resistivity Method in the Himalayan Foothill Region, India." *Springer* 14(1–2): 44–50. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10040-004-0391-8> (April 11, 2022).
- Jan, Chyan Deng, Tsung Hsien Chen, and Wei Cheng Lo. 2007. "Effect of Rainfall Intensity and Distribution on Groundwater Level Fluctuations." *Journal of Hydrology* 332(3–4): 348–60. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169406003660> (March 28, 2022).
- Jensen, Marvin E., and Howard R. Haise. 1963. "Estimating Evapotranspiration from Solar Radiation." *Journal of the Irrigation and Drainage Division* 89(4): 15–41. <https://eprints.nwisrl.ars.usda.gov/id/eprint/1248/> (July 12, 2022).
- Jiang, Xiao Wei et al. 2017. "A Method for Simultaneous Estimation of Groundwater Evapotranspiration and Inflow Rates in the Discharge Area Using Seasonal Water Table Fluctuations." *Journal of Hydrology* 548: 498–507. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.026>.
- Johnson, Adam G. 2012. "A Water-Budget Model and Estimates of Groundwater Recharge for Guam." *US Geol Surv Sci Invest Rep* 5028.
- Johnston, Colin D. 1987. "Preferred Water Flow and Localised Recharge in a Variable Regolith."

- Journal of Hydrology* 94(1-2): 129-42.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169487900369> (May 13, 2022).
- Kennett-Smith, A, P. G. Cook, and G. R. Walker. 1994. "Factors Affecting Groundwater Recharge Following Clearing in the South Western Murray Basin." *Journal of Hydrology* 154(1-4): 85-105. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169494902135> (March 28, 2022).
- Kim, C. P., J. N.M. Stricker, and P. J.J.F. Torfs. 1996. "An Analytical Framework for the Water Budget of the Unsaturated Zone." *Water Resources Research* 32(12): 3475-84.
- Kim, John H, and Robert B Jackson. 2012. "A Global Analysis of Groundwater Recharge for Vegetation, Climate, and Soils."
- Kite, G. W. 1995. "The SLURP Model." In *Computer Models of Watershed Hydrology*, , 521-61. https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=The+SLURP+model.+Computer+models+of+watershed+hydrology.&btnG= (April 29, 2022).
- Knowling, M. J., and A. D. Werner. 2016. "Estimability of Recharge through Groundwater Model Calibration: Insights from a Field-Scale Steady-State Example." *Journal of Hydrology* 540: 973-87. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169416304334> (July 14, 2022).
- Konikow, Leonard F., and Eloise Kendy. 2005. "Groundwater Depletion: A Global Problem." *Hydrogeology Journal* 13(1): 317-20.
- Kung, K.-J. S. 1990. "Influence of Plant Uptake on the Performance of Bromide Tracer." *Soil Science Society of America Journal* 54(4): 975-79.
- Leavesley, G. H., Stannard, L. G., Singh, V. P. 1995. "The Precipitation-Runoff Modeling System-PRMS." *Computer models of watershed hydrology*. https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=The+precipitation-runoff+modeling+system+-+PRMS.+In%3A+Singh+VP+%28ed%29+Computer+models+of+watershed+hydrology.+Water+Resources+Publications%2C+Highlands+Ranch%2C+Colorado%2C&btnG= (April 29, 2022).
- Lee, David R., and John A. Cherry. 1979. "A Field Exercise on Groundwater Flow Using Seepage Meters and Mini-Piezometers." *Journal of Geological Education* 27(1): 6-10.
- Lee, David Robert. 1977. "A Device for Measuring Seepage Flux in Lakes and Estuaries." *Limnology and Oceanography* 22(1): 140-47.
- Lerner, D. N. 1997. "Groundwater Recharge. In: Saether OM, de Caritat P (Eds)." *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments*: 109-150. https://www.oieau.org/eaudoc/system/files/documents/3/17308/17308_doc.pdf (April 28, 2022).
- Lerner, D N, A S Issar, and I Simmers. 1990. "Groundwater Recharge : A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge: International Association of Hydrogeologists." *International Contributions to Hydrogeology: IAH International Association of*

Hydrogeologists;8: 345.

- Lorenz, Christof, and Harald Kunstmann. 2012. "The Hydrological Cycle in Three State-of-the-Art Reanalyses: Intercomparison and Performance Analysis." *Journal of Hydrometeorology* 13(5): 1397–1420. https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/13/5/jhm-d-11-088_1.xml (January 25, 2023).
- Lutz, Arthur. 2014. Citeseer *Development of Baseline Climate Data Set and Trend Analysis in the Mekong Basin*. <https://citeseerx.ist.psu.edu/document?repid=rep1&type=pdf&doi=75e2b1e87bf7b01ca01058cefb91b9792ac3636d> (January 25, 2023).
- Lvovitch, M I. 1970. "World Water Balance (General Report). Symposium on the World Water Balance." In *Symposium on the World Water Balance*, , 401–15. <http://hydrologie.org/redbooks/a092/093019.pdf> (March 28, 2022).
- Lyne, V., and M Hollick. 1979. "Stochastic Time-Variable Rainfall-Runoff Modelling." In *Institute of Engineers Australia National Conference (Vol. 79, No. 10, pp. 89-93)*. Barton, Australia: Institute of Engineers Australia. https://www.academia.edu/download/39814987/Stochastic_Time-Variable_Rainfall-Runoff20151108-28652-1m3nhta.pdf (July 22, 2022).
- Mair, A. et al. 2013. "Temporal and Spatial Variability of Groundwater Recharge on Jeju Island, Korea." *Journal of Hydrology* 501: 213–26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.08.015>.
- Manna, F, J A Cherry, D B Mcwhorter, and B L Parker. 2016. "Groundwater Recharge Assessment in an Upland Sandstone Aquifer of Southern California." *Journal of Hydrology* 541: 787–99. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.039>.
- Martens, Brecht et al. 2017. "GLEAM v3: Satellite-Based Land Evaporation and Root-Zone Soil Moisture." *Geoscientific Model Development* 10(5): 1903–25. <https://gmd.copernicus.org/articles/10/1903/2017/> (June 22, 2022).
- Meinzer, Oscar E, and Norah D Stearns. 1927. "A Study of Groundwater in the Pomperaug Basin, Connecticut." *US Geol. Surv. Water-Supply Pap* 2309: 23. <https://pubs.usgs.gov/wsp/0597b/report.pdf> (May 5, 2022).
- Mishra, SK, and V Singh. 2003. "Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology." [https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=tRUv6hQUJXEC&oi=fnd&pg=PA7&dq=Soil+Conservation+Service+curve+number+\(SCS-CN\)+methodology&ots=hhN3q1Dyhn&sig=84KWle3SKrjn-1VPr65F9GSmDkQ](https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=tRUv6hQUJXEC&oi=fnd&pg=PA7&dq=Soil+Conservation+Service+curve+number+(SCS-CN)+methodology&ots=hhN3q1Dyhn&sig=84KWle3SKrjn-1VPr65F9GSmDkQ) (July 9, 2022).
- Mockus, V. 1964. "Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall, Chap. 10 of National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology." *U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service*. http://www.irrigationtoolbox.com/NEH/Part630_Hydrology/neh630-ch21.pdf (July 9, 2022).
- Mohammadi, Zargham, Mostafa Salimi, and Ali Faghieh. 2014. "Journal of African Earth Sciences Assessment of Groundwater Recharge in a Semi-Arid Groundwater System Using Water

- Balance Equation , Southern Iran.” *JOURNAL OF AFRICAN EARTH SCIENCE* 95: 1–8. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.02.006>.
- Morales-Velazquez, Mirce Ivon et al. 2021. “Evaluating Reanalysis and Satellite-Based Precipitation at Regional Scale:A Case Study in Southern Mexico.” *Atmosfera* 34(2): 189–206. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S0187-62362021000200189&script=sci_arttext (May 2, 2023).
- Mu, Qiaozhen, Maosheng Zhao, and Steven W. Running. 2011. “Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm.” *Remote Sensing of Environment* 115(8): 1781–1800. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>.
- Nash, J.E. E, and J.V. V Sutcliffe. 1970. “River Flow Forecasting Through Conceptual Models- Part {I}- A Discussion Of Principles.” *Journal of Hydrology* 10(3): 282–90. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169470902556> (June 27, 2022).
- Nathan, R. J., and T. A. McMahon. 1990. “Evaluation of Automated Techniques for Base Flow and Recession Analyses.” *Water Resources Research* 26(7): 1465–73.
- Neteler, M., M. H. Bowman, M. Landa, and M. Metz. 2012. “GRASS GIS: A Multi-Purpose Open Source GIS, Environ. Model. Softw. 31.” : 124–30. https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=GRASS+GIS%3A+A+multi-purpose+open+source+GIS%2C+Environ.+Model.+Softw&btnG= (July 19, 2022).
- O’Callaghan, J. F., and D. M. Mark. 1984. “The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data.” *Computer Vision, Graphics, & Image Processing* 28(3): 323–44. https://www.academia.edu/download/47710594/s0734-189x_2884_2980011-020160801-5103-19m2b12.pdf (July 14, 2022).
- Ortega, A., and R. N Farvolden. 1989. “Computer Analysis of Regional Groundwater Flow and Boundary Conditions in the Basin of Mexico.” *Journal of Hydrology* 110(3–4): 271–94.
- Palma-Nava, A., Pavón-Ibarra, I., Domínguez-Mora, R., Carmona-Paredes, R.B. 2022. “Estimación de La Recarga Natural En La Cuenca de México Mediante La Aplicación Del Método APLIS Estimation of Natural Recharge in the Mexico Basin by Applying the APLIS Method.” (número 2): 1–10.
- Pearson, F. J., and D. E. White. 1967. “Carbon 14 Ages and Flow Rates of Water in Carrizo Sand, Atascosa County, Texas.” *Water Resources Research* 3(1): 251–61.
- Portniaguine, O., and D. K. Solomon. 1998. “Parameter Estimation Using Groundwater Age and Head Data, Cape Cod, Massachusetts.” *Water Resources Research* 34(4): 637–45.
- Prych, EA. 1998. “Using Chloride and Chlorine-36 as Soil-Water Tracers to Estimate Deep Percolation at Selected Locations on the US Department of Energy Hanford Site.” <https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=mGP3gjbkAYgC&oi=fnd&pg=PA1&dq=Using+chloride+and+chlorine-36+as+soil-water+tracers+to+estimate+deep+percolation+at+selected+locations+on+the+US+Department+of+Energy+Hanford+Site,+Washington&ots=Mcy6hws1PJ&sig=qyhORk4Kt8PGUSJXlh1fGjmVVDo> (March 29, 2022).

- Rasmussen, WC, and GE Andreasen. 1959. "Hydrologic Budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland." <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp1472> (May 5, 2022).
- Richards, L. A. 1931. "Capillary Conduction of Liquids through Porous Mediums." *Journal of Applied Physics* 1(5): 318–33.
- Richards, L. A., W. R. Gardner, and Gen Ogata. 1956. "Physical Processes Determining Water Loss from Soil." *Soil Science Society of America Journal* 20(3): 310–14.
- Rincón-Avalos, Pedro et al. 2022. "Evaluation of Satellite Precipitation Products over Mexico Using Google Earth Engine." *Journal of Hydroinformatics* 24(4): 711–29. <https://iwaponline.com/jh/article-abstract/24/4/711/88801> (May 2, 2023).
- Robertson, W. D., and J. A. Cherry. 1989. "Tritium as an Indicator of Recharge and Dispersion in a Groundwater System in Central Ontario." *Water Resources Research* 25(6): 1097–1109.
- Román, R. et al. 1996. "Water and Solute Movement under Conventional Corn in Central Spain: I. Water Balance." *Soil Science Society of America Journal* 60(5): 1530–36.
- Rosenberry, DO, J.W. Labaugh, and R.J. Hunt. 2008. "Use of Monitoring Wells , Portable Piezometers , and Seepage Meters to Quantify Flow Between Surface Water and Ground Water." In *Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water*, , 128. https://www.researchgate.net/profile/Randall-Hunt/publication/258245385_Use_of_monitoring_wells_portable_piezometers_and_seepage_meters_to_quantify_flow_between_surface_water_and_ground_water/links/00b7d52796326128eb000000/Use-of-monitoring-wells-portable (April 29, 2022).
- Ross, PJ. 1990. "SWIM: A Simulation Model for Soil Water Infiltration and Movement: Reference Manual." <https://publications.csiro.au/rpr/pub?list=BRO&pid=procite:14b53a93-aeb5-4856-bb13-b79d7afe1c2e> (May 5, 2022).
- Van Rossum, G., and F. L. Drake Jr. 2009. *Scotts Valley, CA Python 3 Reference Manual, Version 3.7.3*. https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=Python+3+Reference+Manual.+Scotts+Valley%2C+CA%3A&btnG= (July 20, 2022).
- Royer, J. M., and G. Vachaud. 1974. "Determination Directe de l'évapotranspiration et de l'infiltration Par Mesure Des Teneurs En Eau et Des Succions." *Hydrological Sciences Bulletin* 19(3): 319–36.
- Ruiz, Gerardo. 2015. "Estimation of the Groundwater Recharge in the Aquifer of the Mexico City." *Procedia Environmental Sciences* 25(55): 220–26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.proenv.2015.04.030>.
- Rushton, K. 1997. "Recharge from Permanent Water Bodies." *Recharge of Phreatic Aquifers in (semi-) arid areas:* 277. [https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=3GhQDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PT225&dq=Recharge+from+permanent+water+bodies.+In:+Simmers+I+\(ed\)+Recharge+of+phreatic+aquifers+in+\(semi\)arid+areas.+AA+Balkema,+Rotterdam&ots=J6Zz2SELSm&sig=2QmVbILXw5Vgq2Z5AQBcj93W4Cs](https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=3GhQDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PT225&dq=Recharge+from+permanent+water+bodies.+In:+Simmers+I+(ed)+Recharge+of+phreatic+aquifers+in+(semi)arid+areas.+AA+Balkema,+Rotterdam&ots=J6Zz2SELSm&sig=2QmVbILXw5Vgq2Z5AQBcj93W4Cs) (April 28, 2022).

- Saha, Suranjana et al. 2010. "The NCEP Climate Forecast System Reanalysis." *Bulletin of the American Meteorological Society* 91(8): 1015–57.
- Salama, R. B., P Farrington, G. A. Bartle, and G. D. Watson. 1993. "Distribution of Recharge and Discharge Areas in a First-Order Catchment as Interpreted from Water Level Patterns." *Journal of Hydrology* 143(3–4): 259–77.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949390195F> (April 29, 2022).
- Sami, K, and D. A. Hughes. 1996. "A Comparison of Recharge Estimates to a Fractured Sedimentary Aquifer in South Africa from a Chloride Mass Balance and an Integrated Surface-Subsurface Model." *Journal of Hydrology* 179(1–4): 111–36.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169495028439> (May 13, 2022).
- Sanford, Ward. 2002. "Recharge and Groundwater Models: An Overview." *Hydrogeology Journal* 10(1): 110–20.
- Scanlon, Bridget R., Richard W. Healy, and Peter G. Cook. 2002. "Choosing Appropriate Techniques for Quantifying Groundwater Recharge." *Hydrogeology Journal* 10(1): 18–39.
- Schicht, RJ, and WC Walton. 1961. "Hydrologic Budgets for Three Small Watersheds in Illinois." <https://www.ideals.illinois.edu/bitstream/handle/2142/101981/ISWSRI-40.pdf?sequence=1> (May 5, 2022).
- Schlosser, Peter, Martin Stute, Christian Sonntag, and Karl Otto Münnich. 1989. "Tritogenic ^3He in Shallow Groundwater." *Earth and Planetary Science Letters* 94(3–4): 245–56.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X89901441> (May 12, 2022).
- Schroeder, PR, NM Aziz, CM Lloyd, and PA Zappi. 1994. "The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model: User's Guide for Version 3." <https://dots.el.erdc.dren.mil/elmodels/pdf/help3use.pdf> (April 23, 2022).
- Schwartz, R. C., R. L. Baumhardt, and T. A. Howell. 2008. "Estimation of Soil Water Balance Components Using an Iterative Procedure." *Vadose Zone Journal* 7(1): 115–23.
<https://pubs.geoscienceworld.org/vzj/article-abstract/7/1/115/144025> (April 28, 2022).
- Sharma, ML. 1989. "Use of Applied Tracers in Studies of Natural Groundwater Recharge." <https://publications.csiro.au/rpr/pub?list=BRO&pid=procite:324db2f5-6e60-475b-8385-952192999a33> (April 11, 2022).
- Shepard, Donald. 1968. "A Two-Dimensional Interpolation Function for Irregularly-Spaced Data." *Proceedings of the 1968 23rd ACM National Conference, ACM 1968*: 517–24.
- Simmers, E. I. 1987. "Estimation of Natural Groundwater Recharge." *Estimation of natural groundwater recharge*.
<https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=9AT1CAAAQBAJ&oi=fnd&pg=PP10&dq=Estimation+of+natural+groundwater+recharge.+Reidel,+Boston,+simmers+1988&ots=hiKYa73e7t&sig=0PrO51ObRJZtulbZXhGNkmHy7W0> (April 11, 2022).
- Simmers, I, J.M.H Hendrickx, G.R Kruseman, and K.R. Rushton. 1997. *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas: IAH International Contributions to Hydrogeology 19*.
<https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=3GhQDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PP1&dq=Re>

- charge+of+phreatic+aquifers+in+(semi-arid+areas.+Simmers+I+&ots=J6YH7UyLQv&sig=eT8JA6f8U-IXRkAED7bnf8rxHRc (April 11, 2022).
- Simmons, C. S., and P. D. Meyer. 2000. "A Simplified Model for the Transient Water Budget of a Shallow Unsaturated Zone." *Water Resources Research* 36(10): 2835–44.
- Simunek, J, M Sejna, and MT Van Genuchten. 1996. "HYDRUS-2D: Simulating Water Flow and Solute Transport in Two-Dimensional Variably Saturated Media." ... *Center, Colorado School of Mines, Golden* https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=Hydrus-2D%3A+simulating+water+flow+and+solute+transport+in+two-dimensional+variably+saturated+media.+International+Groundwater+Modeling+Center%2C+Colorado+School+of+Mines&btnG= (May 5, 2022).
- Singh, Ajay. 2022. "Long-Term (44 Years) Regional Groundwater Recharge Estimation for Agricultural Sustainability." *Natural Resources Research* 31(1): 301–14.
- Solomon, D. K., R. J. Poreda, P. G. Cook, and A. Hunt. 1995. "Site Characterization Using $3\text{H}/3\text{He}$ Ground-Water Ages, Cape Cod, MA." *Groundwater* 33(6): 988–96.
- Sophocleous, Marios A. 1991. "Combining the soil water balance and water-level Fluctuation Methods to Estimate a natural Ground-water Recharge: Practical aspects." *Journal of Hydrology*, 124: 229–41.
- Steenhuis, T. S., and W. H. Van Der Molen. 1986. "The Thornthwaite-Mather Procedure as a Simple Engineering Method to Predict Recharge." *Journal of Hydrology* 84(3–4): 221–29. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169486901241> (July 8, 2022).
- Stonestrom, DA, and R. Harrill. 2007. "Ground-Water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States YR - 2007." *Ground-Water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States*: Chapter A. <https://pubs.usgs.gov/pp/pp1703/a/pp1703a.pdf> (March 28, 2022).
- Stothoff, SA. 1995. "BREATH Version 1.1, Coupled Flow and Energy Transport in Porous Media: Simulator Description and User Guide." <https://www.osti.gov/biblio/204666> (May 5, 2022).
- Szabo, Z. et al. 1996. "Age Dating of Shallow Groundwater with Chlorofluorocarbons, Tritium/Helium 3, and Flow Path Analysis, Southern New Jersey Coastal Plain." *Water Resources Research* 32(4): 1023–38.
- Taylor, C. B. et al. 1989. "Sources and Flow of North Canterbury Plains Groundwater, New Zealand." *Journal of Hydrology* 106(3–4): 311–40. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169489900784> (April 29, 2022).
- Taylor, C. B., L. J. Brown, J. J. Cunliffe, and P. W. Davidson. 1992. "Environmental Tritium and ^{18}O Applied in a Hydrological Study of the Wairau Plain and Its Contributing Mountain Catchments, Marlborough, New Zealand." *Journal of Hydrology* 138(1–2): 269–319. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949290168U> (April 29, 2022).
- Theis, Charles V. 1937. "Amount of Ground-water Recharge in the Southern High Plains." *Eos*,

Transactions American Geophysical Union 18(2): 564–68.

- Thornthwaite, C.W. 1948. "An Approach toward a Rational Classification of Climate." *Geographical Review* 38(1): 5–94. <https://www.jstor.org/stable/210739> (July 12, 2022).
- Thornthwaite, C.W., and J.R. Mather. 1955. "The Water Balance." *The water balance: Centerton, N.J., Laboratory of Climatology, Publications in Climatology, v. 8, no. 1*: 1–104.
- . 1957. "Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance." *Centerton, N.J., Laboratory of Climatology, Publications in Climatology, v. 10, no. 3*: 185–311. <https://worldveg.tind.io/record/3826/> (April 29, 2022).
- Tilahun, Ketema, and Broder J. Merkel. 2009. "Estimation of Groundwater Recharge Using a GIS-Based Distributed Water Balance Model in Dire Dawa, Ethiopia." *Hydrogeology Journal* 17(6): 1443–57.
- Tóth, J. 1963. "A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins." *Journal of Geophysical Research* 68(16): 4795–4812.
- Turc, L. 1961. "Evaluation Des Besoins En Eau d'irrigation, Évapotranspiration Potentielle, Formule Climatique Simplifiée et Mise à Jour (In French; Original Unseen):" *Annales Agronomiques, v. 12 no. 1*: 13–49. <https://ci.nii.ac.jp/naid/20000722287/> (July 12, 2022).
- Usgs. 2008. "Documentation of Computer Program INFIL3.0—A Distributed-Parameter Watershed Model to Estimate Net Infiltration Below the Root Zone." *USGS*: 110.
- de Vries, Jacobus J., and Ian Simmers. 2002. "Groundwater Recharge: An Overview of Process and Challenges." *Hydrogeology Journal* 10(1): 5–17.
- Ward, A. L., and G. W. Gee. 1997. "Performance Evaluation of a Field-Scale Surface Barrier." *Journal of Environmental Quality* 26(3): 694–705.
- Wellings, S. R. 1984. "Recharge of the Upper Chalk Aquifer at a Site in Hampshire, England. 1. Water Balance and Unsaturated Flow." *Journal of Hydrology* 69(1–4): 259–73. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169484901665> (April 28, 2022).
- Westenbroek, Stephen M. et al. 2010. "SWB — A Modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance Code for Estimating Groundwater Recharge." *U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A31*: 60.
- Westenbroek, Stephen M., John A. Engott, Victor A. Kelson, and Randall J. Hunt. 2018. *U.S. Geological Survey SWB Version 2.0--A Soil-Water-Balance Code for Estimating Net Infiltration and Other Water-Budget Components*. <https://pubs.usgs.gov/tm/06/a59/tm6a59.pdf>.
- Wood, Warren W., and Ward E. Sanford. 1995. "Chemical and Isotopic Methods for Quantifying Ground-Water Recharge in a Regional, Semiarid Environment." *Groundwater* 33(3): 458–68.
- Woodward, D.E. et al. 2002. "Curve Number Method—Origins, Applications and Limitations." *U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Hydraulics and Hydrology Technical Reference*: 10. https://www.researchgate.net/publication/269107473_What_is_governance/link/548173

090cf22525dcb61443/download%0Ahttp://www.econ.upf.edu/~reynal/Civil
wars_12December2010.pdf%0Ahttps://think-
asia.org/handle/11540/8282%0Ahttps://www.jstor.org/stable/41857625.

- . 2003. “Runoff Curve Number Method: Examination of the Initial Abstraction Ratio.” *World Water and Environmental Resources Congress*: 691–700.
- World Resources Institute, & International Institute for Environment. 1990. “World Resources: A Report by the World Resources Institute and the International Institute for Environment and Development.” *Basic Books*.
- Wörner, Vanessa, Phillip Kreye, and Günter Meon. 2019. “Effects of Bias-Correcting Climate Model Data on the Projection of Future Changes in High Flows.” *Hydrology* 6(2).
- Xie, Y. et al. 2018. “Uncertainty of Groundwater Recharge Estimated from a Water and Energy Balance Model.” *Journal of Hydrology* 561: 1081–93. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941730536X> (July 14, 2022).
- Yeh, Hsin-Fu, Cheng-Haw Lee, Jin-Fa Chen, and Wei-Ping Chen. 2007. “Estimation of Groundwater Recharge Using Water Balance Model.” *Water Resources* 34(2): 153–62. <http://link.springer.com/10.1134/S0097807807020054>.
- Young, M. H., P. J. Wierenga, and C. F. Mancino. 1996. “Large Weighing Lysimeters for Water Use and Deep Percolation Studies.” *Soil Science* 161(8): 491–501. https://journals.lww.com/soilsci/Fulltext/1996/08000/LARGE_WEIGHING_LYSIMETERS_FOR_WATER_USE_AND_DEEP.4.aspx (May 5, 2022).
- Zhao, Ke Yu, Xiao Wei Jiang, Xu Sheng Wang, and Li Wan. 2021. “Restriction of Groundwater Recharge and Evapotranspiration Due to a Fluctuating Water Table: A Study in the Ordos Plateau, China.” *Hydrogeology Journal* 29(2): 567–77.