



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Simulación numérica de una propuesta de
reforestación y sus impactos en la meteorología
regional.

Caso de estudio: Centro de México

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Gisell Hernández Vargas

TUTOR

Dra. Erika Danaé López Espinoza

Ciudad Universitaria, CDMX. 2020





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.

Nombre del alumno: Gisell Hernández Vargas
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Licenciatura en Ciencias de la Tierra
Tutor: Dra. Erika Danaé López Espinoza

Jurado:

Presidente: Dr. Harry Alvarez Ospina
Vocal: Dra. Yosune Miquelajauregui Graf
Secretario: Dra. Erika Danaé López Espinoza
Suplente: Dr. Carlos Abraham Ochoa Moya
Suplente: M en C. Octavio Gómez Ramos

Resumen

En el presente trabajo se analizó el impacto que produjo una propuesta de reforestación dentro de una región localizada en el Valle de México, sobre diferentes variables meteorológicas como son la temperatura en superficie y los flujos de calor sensible y latente. Para dicho análisis se realizaron dos simulaciones numéricas empleando el modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) para el periodo del 21 al 29 de marzo de 2016. La primera considerando las condiciones normales de cobertura de suelo sobre la región de estudio, la segunda agregando la propuesta de reforestación. Así mismo, el desempeño del modelo para representar la temperatura superficial fue evaluado utilizando datos de 12 Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs), obteniendo un error cuadrático medio promedio de 2.85 °C, un error cuadrático medio para el día de 3.19 °C y 2.39 °C para la noche. Dichos resultados muestran una adecuada representación del ciclo diurno de la temperatura superficial por parte del modelo, sin embargo, se observa que el modelo tiene problemas para estimar la magnitud de la misma.

Con el objetivo de evaluar el impacto producido por la propuesta de reforestación se analizó la temperatura en superficie para dos sitios de interés; el primero comparando una cobertura urbana con bosque mixto, y el segundo comparando bosque mixto con una región de cultivo. Para ambas comparaciones se obtuvo un efecto nocturno de enfriamiento por parte de las áreas reforestadas presentando noches más frescas en comparación con las otras coberturas de suelo. Debido a la dinámica entre los flujos de calor, la región boscosa presenta temperaturas mínimas más bajas en contraste con las otras coberturas durante el periodo de simulación. El efecto observado fue principalmente nocturno y a escala local, ya que no se observó una modificación significativa sobre las temperaturas máximas durante el día. Debido a la magnitud de la isla de calor presente en la región de estudio es necesario evaluar un plan de reforestación a mayor escala donde pueda cuantificarse la cantidad de vegetación, en conjunto con su distribución, requerida para aminorar los efectos térmicos de la isla de calor. Dada la extensión urbana que presenta la Ciudad de México y debido a que cada vez existen menos espacios factibles para llevar a cabo una reforestación de gran magnitud, se propone honrar, como trabajo a futuro, en el estudio del impacto producido por estrategias implementadas sobre grandes ciudades como son las azoteas verdes.

Agradecimientos

Agradezco profundamente a la Dra. Erika Danaé López Espinoza, mi asesora, y al Dr. Carlos Abraham Ochoa Moya por el tiempo dedicado para poner en forma esta tesis a través de sus valiosas observaciones y comentarios. Así mismo, extendiendo este agradecimiento al Dr. Jorge Zavala Hidalgo y al Grupo Interacción Océano-Atmósfera, mi segundo hogar durante los últimos dos años, por las retroalimentaciones hechas durante los seminarios para este trabajo de investigación. Un agradecimiento especial al M. en C. Octavio Gómez Ramos por el apoyo técnico brindado para el uso del clúster del CCA-UNAM; y al M. en C. Jaime Meza Carreto por compartir su conocimiento en diferentes softwares para el manejo de las salidas del modelo WRF. Esta es una investigación realizada gracias al Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IA10437.

Dado que durante todo este arduo proceso han caminado junto a mí diferentes personas (directa o indirectamente), este párrafo es una dedicatoria para cada uno de ellos. Agradezco a mi familia por la motivación, por escucharme durante mis colapsos de la vida adulta, por las risas, por los llantos, por las ocurrencias que han sido mi principal soporte a lo largo de este camino. Para todos aquellos que han sido parte de mi aprendizaje y autoconocimiento, parte de mis días soleados y grises; Richi (praimi), Sandra, Lalo, Sofía, Erika, Paloma, Pamela, Katia; a mis nuevos y grandes amigos Rich, Mike, Isra, JC que no dejan que me rinda cuando estoy dando las últimas; a mis pequeñitos seres que esperan cada día por la hora de mi llegada (Baghees, Xena, Missie), por su cariño, por su paciencia para entender lo que no se entiende... qué dicha es para mí cruzar nuestros andares por este pedacito de vida. Ustedes hacen de mí una mejor persona, una muy sonriente y feliz.

Un agradecimiento especial a mí misma, por trascender mis propios límites y demostrarme día a día de lo que soy capaz; así mismo, de lo que debo trabajar. Por mi entusiasmo y mi manera de aferrarme hasta concluir lo iniciado.

”¿Hay mejor manera de que la juventud aprenda a vivir, que empezando inmediatamente el experimento de la vida? Me parece que eso formaría sus mentes tanto como las matemáticas.”
- Henry David Thoreau

Índice general

1. Introducción	1
2. Marco teórico	7
2.1. Modelación numérica	7
2.2. Modelo WRF	8
2.2.1. Componente ARW del modelo WRF	8
2.2.2. Estructura y funcionamiento del modelo WRF	11
2.3. Balance de energía	11
2.4. Isla de calor	15
3. Métodos y datos	17
3.1. Zona de estudio	17
3.1.1. Localización	17
3.1.2. Hidrología	17
3.1.3. Climatología y vegetación	19
3.2. Escenario de reforestación	20
3.3. Datos de las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs)	23
3.4. Configuración del modelo WRF	25
3.5. Evaluación del modelo WRF	27
4. Resultados y discusión	28
4.1. Validación del modelo WRF	28
4.2. Análisis del escenario de reforestación propuesto	31
4.2.1. Análisis de temperatura puntual para dos sitios de interés	31
4.2.2. Análisis de la temperatura en superficie por área	36
4.2.3. Análisis de los flujos de calor para el área A y B	38
4.2.4. Análisis regional por transectos	45
5. Conclusiones	51
A.	53
A.1. namelist.input	54
A.2. Evaluación anual y mensual de 14 EMAs presentes en los estados de Hidalgo, Morelos, Edo. México y CDMX	57
A.3. Evaluación del modelo WRF con datos observacionales de 12 EMAs seleccionadas	60

Índice de figuras

2.1.	Columna vertical idealizada para una celda de la malla del modelo, con N niveles verticales donde se ven afectadas las variables del modelo debido a las parametrizaciones (radiación, convección, microfísica, etc.). El efecto se produce de manera vertical únicamente. Tomada de Stensrud (2009).	8
2.2.	Representación gráfica de la coordenada η de la componente ARW del modelo WRF (Stensrud, 2009).	9
2.3.	Los índices i, j, k indican la localización de cada variable. Cabe destacar que algunas variables son definidas en los puntos (θ) , mientras que otras en los puntos u, v o w (Skamarock <i>et.al.</i> , 2008).	10
2.4.	Representación gráfica del flujo de datos dentro de los programas que comprenden WPS donde se crean los campos estáticos de los datos terrestres y donde es interpolada la información meteorológica al dominio definido. Posteriormente el ingreso de esta información al componente ARW del modelo (Skamarock <i>et.al.</i> , 2008).	11
2.5.	Donde Q_S es la radiación solar entrante aQ_S es la radiación solar reflejada (a =albedo), Q_{Lu} es la radiación de onda larga que emana hacia arriba desde la superficie, Q_{Ld} es la radiación de onda larga que emana hacia abajo desde la atmósfera, Q_H es el flujo de calor sensible, Q_E es el flujo de calor latente y Q_G es el flujo de calor del suelo. (Stensrud, 2009)	13
3.1.	Ubicación del área de estudio.	18
3.2.	Comparación entre esquemas de cobertura y uso de suelo: a) USGS, b) NALCMS	21
3.3.	Polígonos de reforestación (en color rosa) visto desde la interfaz de Google Earth.	22
3.4.	a) LULC actualizado para la simulación control (condiciones actuales) visto desde el modelo WRF; b) LULC actualizado en conjunto con las áreas propuestas a reforestar (contornos amarillos). Los colores representan las clases de cobertura de suelo mostradas en la Figura 3.2.	23
3.5.	Distribución nacional de las EMAS; en morado las EMAS seleccionadas para evaluar el modelo WRF.	24
3.6.	Distribución de los dominios utilizados para el modelo WRF; Dominio 1, 2 y 3 con 53 X 33, 61 X 43 y 196 X 146 puntos de malla, respectivamente. Con resoluciones de 15, 5 y 1 Km.	26

4.1. Distribución espacial del ECM de la variable temperatura en superficie (°C) para cada estación. ECM para el día considerando de las 00:00 a las 11:00 h, ECM para la noche considerando de las 12:00 a las 23:00 h.	30
4.2. Distribución espacial de la diferencia en la temperatura superficial promedio de las 08:00 a las 20:00 h. Los contornos de colores muestran la cobertura de suelo sustituida por bosque mixto dentro de la simulación de reforestación.	32
4.3. Distribución espacial de la diferencia en la temperatura superficial promedio de las 20:00 a las 08:00 h. Los contornos de colores muestran la cobertura de suelo sustituida por bosque mixto dentro de la simulación de reforestación.	33
4.4. Ubicación de los puntos PV1 y PV2; en colores el LULC de las condiciones actuales, en contornos azules los polígonos de reforestación.	34
4.5. Serie de tiempo para la temperatura en superficie (en verde para bosque mixto dentro del escenario de reforestación, en rojo para zona urbana dentro de la simulación control) en el punto PV1.	35
4.6. Serie de tiempo para la temperatura en superficie (en verde para bosque mixto dentro del escenario de reforestación, en rojo para la zona de cultivo dentro de la simulación control) en el punto PV2.	35
4.7. Ubicación de las áreas A y B en las ubicaciones de los puntos PV1 y PV2, respectivamente. A) cobertura urbana, B) cobertura de cultivo. En contornos azules se muestran las áreas que fueron sustituidas por bosque mixto dentro del escenario de reforestación.	36
4.8. Serie de tiempo para la temperatura en superficie como promedio del área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.	37
4.9. Serie de tiempo para la temperatura en superficie como promedio del área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.	37
4.10. Serie de tiempo para el flujo de calor sensible como promedio del área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.	39
4.11. Integral acumulativa del flujo de calor sensible a 24 h para el área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En amarillo se muestra la diferencia de las integrales acumulativas considerando <i>área urbana (control)–bosque mixto (reforestación)</i>	39
4.12. Serie de tiempo para el flujo de calor latente para el área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.	41

4.13. Integral acumulativa del flujo de calor latente a 24 h para el área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En amarillo se muestra la diferencia de las integrales acumulativas considerando <i>área urbana (control)–bosque mixto (reforestación)</i> .	41
4.14. En a) se muestra la serie de tiempo para la razón de Bowen en el área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En b) se muestra un acercamiento a la serie temporal del panel a), en líneas negras punteadas se indica la compensación entre los flujos de calor sensible y latente para las últimas horas de diferentes días.	42
4.15. Serie de tiempo para el flujo de calor sensible para el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.	42
4.16. Integral acumulativa del flujo de calor sensible a 24 h para el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En amarillo se muestra la diferencia de las integrales acumulativas considerando <i>área de cultivo (control)–bosque mixto (reforestación)</i> .	43
4.17. Serie de tiempo para el flujo de calor latente para el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.	43
4.18. Integral acumulativa del flujo de calor latente a 24 h para el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En amarillo se muestra la diferencia de las integrales acumulativas considerando <i>área de cultivo (control)–bosque mixto (reforestación)</i> .	44
4.19. En a) se muestra la serie de tiempo para la razón de Bowen en el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En b) se muestra un acercamiento a la serie temporal del panel a).	44
4.20. Transectos seleccionados para el análisis regional, el primero URB, seguido por CONT y al último CULT	46
4.21. Comparación de los promedios horarios de la temperatura en superficie entre las simulaciones numéricas (control en líneas punteadas, escenario de reforestación en líneas sólidas) para diferentes horas del día sobre el transecto CONT considerando un periodo del 22 de marzo a las 00:00 h al 27 de marzo a las 23:00 del año 2016.	48

4.22. Comparación de los promedios horarios de la temperatura en superficie entre las simulaciones numéricas (control en líneas punteadas, escenario de reforestación en líneas sólidas) para diferentes horas del día sobre el transecto URB considerando un periodo del 22 de marzo a las 00:00 h al 27 de marzo a las 23:00 del año 2016.	49
4.23. Comparación de los promedios horarios de la temperatura en superficie entre las simulaciones numéricas (control en líneas punteadas, escenario de reforestación en líneas sólidas) para diferentes horas del día sobre el transecto CULT considerando un periodo del 22 de marzo a las 00:00 h al 27 de marzo a las 23:00 del año 2016.	50
A.1. Namelist.input para la configuración del modelo WRF, empleada en el presente trabajo.	56
A.2. Serie anual de la temperatura en 7 EMAs analizadas para el año 2016.	57
A.3. Serie anual de la temperatura en 7 EMAs analizadas para el año 2016.	58
A.4. Serie mensual de la temperatura en 14 EMAs correspondiente al mes de marzo de 2016.	59
A.5. Serie de tiempo por estación y gráfico de dispersión de la temperatura en superficie de la simulación control comparada con las observaciones por estación.	60
A.6. Serie de tiempo por estación y gráfico de dispersión de la temperatura en superficie de la simulación control comparada con las observaciones por estación.	61

Índice de tablas

3.1. Configuración del modelo en su etapa de preprocesamiento. Para el dominio 1, 2 y 3 se definen los puntos de malla (Este-Oeste x Norte-Sur), la resolución del dominio, así como la resolución de los datos estáticos.	25
3.2. Configuración de los esquemas de parametrización física utilizados para las simulaciones numéricas.	26
4.1. ECM total para cada estación (columna 3), ECM promedio de las 00:00 a las 11:00 h (columna 4), ECM promedio de las 12:00 a las 23:00 h (columna 5) y la diferencia absoluta entre la columna 4 y 5 (columna 6).	29
4.2. Valores promedio de temperatura en superficie máxima (en morado) y mínima (en verde) para la cobertura urbana y de bosque mixto en el punto PV1.	35
4.3. Valores promedio de temperatura en superficie máxima (en morado) y mínima (en verde) para la cobertura de cultivo y de bosque mixto en el punto PV2.	35
4.4. Valores promedio de temperatura máxima (en morado) y mínima (en verde) en superficie para el uso de suelo urbano y de bosque mixto en el área A.	37
4.5. Valores promedio de temperatura en superficie máxima (en morado) y mínima (en verde) para el uso de suelo de cultivo y de bosque mixto en el área B.	37

Capítulo 1

Introducción

En las últimas décadas las áreas urbanas han tenido un crecimiento a nivel mundial, ya que hemos pasado de una población mundial de 6 mil millones de habitantes en 1999 a más de 7,700 millones en poco menos de veinte años (UNFPA, 2019). Con ello, la demanda de recursos para el consumo diario a partir del cambio de la cobertura vegetal y el uso de suelo (LULC, por sus siglas en inglés) para la crianza de ganado y el desarrollo de suelos para la siembra, ha amenazado los paisajes forestales. Se estima que cerca de la mitad de la cobertura vegetal mundial ha sufrido alguna transformación a causa de la deforestación -definida como despojar un terreno de plantas forestales (DRAE)-, la degradación o la fragmentación de la vegetación (Escalante, 2013). Actualmente, el suministro de alimentos se basa en la importación y exportación de los mercados mundiales y de los productores agroindustriales nacionales; los cuales han modificado el perfil de uso de la tierra de los pequeños agricultores, cambiando su impacto e interacción con los sistemas forestales (Hecht, 2012). Aunque los motivos de la tala indiscriminada son diversos, está claro que las tasas de deforestación a nivel mundial varían de acuerdo a las presiones tanto políticas como económicas de cada país.

Dado que los recursos forestales participan como reguladores tanto del ciclo hidrológico como del carbono, son un factor importante para el balance radiativo; pues regulan la partición de energía en forma de flujos de calor (Oki *et.al.*, 2013). Así mismo, son responsables de la recarga de los mantos acuíferos (Jáuregui, 2004; Trihamdani *et.al.*, 2015) y debido a su papel como reguladores de los ciclos biogeoquímicos, son responsables, en gran medida, de la captura de partículas suspendidas y de carbono presentes en la atmósfera, así como de la producción de oxígeno. Además de lo anterior, cabe mencionar su gran valor como aportadores de diferentes servicios ecosistémicos, así como las actividades de recreación, investigación y de ecoturismo con las que están relacionados (Trihamdani *et.al.*, 2015).

Se sabe que los cambios de LULC juegan un papel importante en el sistema climático ya que impactan, a diferentes escalas espaciales, sobre variables como la temperatura, la humedad atmosférica, la circulación, la cobertura de nubes y la precipitación (Mahmood *et.al.*, 2014; Costa y Foley, 2000; Sampaio *et.al.*, 2007; Trihamdani *et.al.*, 2015; Trail *et.al.*, 2013). Una de las herramientas utilizadas para

cuantificar el impacto del cambio de LULC por la deforestación a escala regional y global es la modelación numérica; pues se pueden visualizar los cambios producidos sobre el estado de la atmósfera en función de diferentes variables (Jáuregui Ostos, 1995; Mahmood *et.al.*, 2014; Costa y Foley, 2000; Sampaio *et.al.*, 2007; Trihamdani *et.al.*, 2015; Trail *et.al.*, 2013). Particularmente, en la región selvática del Amazonas, con una extensión de $4 \times 10^6 \text{ km}^2$, se analiza una deforestación del 15% de su extensión original (Costa y Foley, 2000). Mediante el uso de modelación numérica y datos observacionales se estima que reemplazar la región selvática por pasto o zonas de cultivo puede alterar significativamente el clima regional haciéndolo más seco y cálido (Sampaio *et.al.*, 2007; Costa y Foley, 2000). Por otra parte, Sampaio *et.al.* (2007) realizaron un estudio sobre la región amazónica encontrando que reemplazar el 20% de su extensión original por una zona de cultivo de soya reduce el valor de la evapotranspiración en 5.6% (aproximadamente 80 mm/año) permitiendo que exista mayor cantidad de energía disponible para fluir en forma de calor sensible (4.9% equivalente a 2.28 W/m^2). Así mismo, observan un aumento de la temperatura en superficie de $1.2 \text{ }^\circ\text{C}$. En cuanto a la precipitación, se observa que la deforestación produce un efecto inhibitorio (aproximadamente 91 mm/año) sobre esta variable cuando se excede el 40% de la región amazónica y principalmente durante la temporada de secas.

Costa y Foley (2000) realizaron un estudio similar, en la misma región, en el que convierten la extensión actual de cobertura selvática a pasto; con la diferencia de que ellos simulan las condiciones actuales de CO_2 en la atmósfera en dicha región. Dado que los pastos presentan menor evapotranspiración que la región selvática, debido a que presentan un mayor albedo, se tiene menor energía para ser absorbida por la superficie terrestre y a su vez, su menor rugosidad implica una reducción en la transferencia turbulenta que se da entre la atmósfera y la superficie terrestre. Por lo tanto, el escenario de deforestación simulado presentó un decremento en la precipitación de 0.73 mm/día a lo largo de la región. Sin embargo, su estacionalidad no cambia significativamente, ya que tanto la estación de lluvias como la seca ocurrieron en los periodos esperados. El promedio anual de temperatura para el escenario de deforestación simulado presentó un incremento de $1.4 \text{ }^\circ\text{C}$ como un reflejo del decremento en la evapotranspiración. Así mismo, durante el ciclo estacional, la temperatura del aire presentó valores significativamente más altos después de la deforestación para todos los meses del año excepto para el mes de enero.

Algunos autores proponen la reforestación como un medio que permite la regulación de los flujos de energía, que mejora el reciclaje de vapor de agua hacia la atmósfera, así como la disponibilidad del agua en la superficie (Mahmood *et.al.*, 2014; Jáuregui Ostos, 1995). Sin embargo, la pregunta más importante que deriva de dichos estudios es justamente ¿Cuánta vegetación es requerida y dónde debe estar localizada para modificar directamente los patrones atmosféricos de la temperatura, el viento y la precipitación?

Un estudio relacionado con la pregunta anterior es el publicado por Trihamdani *et.al.* (2015). Ellos con el propósito de evaluar los efectos de la isla de calor (UHI, por

sus siglas en inglés) en la ciudad de Hanoi, Vietnam, realizaron un estudio numérico en la meteorología regional bajo condiciones de LULC del año 2010 y condiciones propuestas en el Plan Maestro de Hanoi 2030. Dicho plan consistió en una serie de estrategias de desarrollo espacial en las que se consideró aumentar la cobertura vegetal para representar el 52 % de la cobertura total de la ciudad. Estos autores encontraron que la propuesta dada en el Plan Maestro obtiene mejores resultados para disminuir la intensidad de UHI si la cobertura vegetal se encuentra distribuida equitativamente dentro de la región de estudio y su efecto es observable principalmente durante la noche. A su vez, obtuvieron una mayor reducción de los puntos calientes (56.5 %) cuando se reforesta con bosque mixto en lugar de utilizar pastizal como cobertura vegetal.

Sin embargo, estos efectos producto de la deforestación/reforestación pueden diferir de acuerdo con la región de interés y el uso de suelo a modificar. Por ejemplo, Trail *et.al.* (2013) encuentran que la reforestación sobre zonas de cultivo no parece ser un método efectivo para la mitigación climática en el Sureste de Estados Unidos al realizar un experimento numérico en el cual simularon, mediante el modelo WRF, dos escenarios de cambio de LULC: el primero reforestando las zonas de cultivo actuales de la región por bosque de coníferas; el segundo reemplazando todas las regiones boscosas presentes en la región por zonas de cultivo seco y pastos. Ambas simulaciones fueron comparadas con una tercera correspondiente a las condiciones de LULC normales en la región. Como resultado observaron un efecto de calentamiento durante la época de verano y de invierno (0.5 K) producido por el escenario de reforestación, debido principalmente al incremento en los valores de resistencia estomática y el decremento en el albedo de acuerdo con los valores manejados por el modelo de suelo NOAH, utilizado en el modelo numérico; mientras que el aumento en la rugosidad disminuyó dicha magnitud al favorecer la transferencia de energía hacia la atmósfera en forma de calor latente. Por otro lado, un efecto de enfriamiento (0.5 K) fue encontrado para el escenario donde se sustituyeron las regiones boscosas por áreas de cultivo. Cabe mencionar que estos resultados son sensibles a los parámetros físicos elegidos dentro del modelo numérico, de acuerdo con el análisis de sensibilidad realizado por los mismos autores, por lo que sus resultados contrastan con el efecto de enfriamiento debido a la reforestación obtenido por autores como Juang *et.al.* (2007) y Murphy *et.al.* (2010) para la misma región.

Para el caso de México, de acuerdo con la historia de los primeros desarrollos humanos sobre la Cuenca de México, existe sólida evidencia de que el área ocupada por los Teotihuacanos sobre el gran lago se encontraba fuertemente alterada en el momento de la decadencia de esta cultura en -650 d. C. (Arqueología Mexicana, 2019b). Algunos investigadores sugieren que el colapso de la misma pudo deberse a la sobreexplotación de los recursos naturales áridos de la región, acompañada, en este caso, por la falta de una tecnología apropiada para ejercer esta actividad (Ezcurra, 1992). Dado el importante papel que jugaba la madera para la realización de sus actividades cotidianas, los Teotihuacanos provocaron una inmensa deforestación en el norte de la Cuenca, trayendo consigo la erosión y pérdida de la fertilidad en

los suelos agrícolas. A su vez, estas prácticas de deforestación, en conjunto con los eventos de precipitación, favorecían eventos de inundaciones que constantemente afectaban a la región (Arqueología Mexicana, 2019b; Ezcurra, 1992).

A pesar de ser la Cuenca de México un sistema multidiverso, con diversos paisajes y recursos naturales, el crecimiento de la población rebasó su capacidad productiva viéndose obligada a importar grandes cantidades de materias primas y productos de otras regiones. Sus principales fuentes de proteína animal dependían de diferentes especies de peces, aves y algunos anfibios (Ezcurra, 1992). Con la llegada de los españoles y la consecuente conquista, fueron introducidos los caballos y el ganado, cambiando así los hábitos alimenticios y con ello el LULC, debido a que extensiones de tierra fueron destinadas al pastoreo y a la producción de productos agrícolas para el alimento de dichos rumiantes. Fue así como los densos bosques adyacentes al lago comenzaron a ser talados tanto para proveer de madera a la ciudad como para crear nuevas áreas destinadas al pastoreo (Ezcurra, 1992).

Al finalizar la Revolución Mexicana, la ciudad volvió a presenciar una acelerada industrialización que trajo consigo la mejoría en el transporte público, observándose así una inmensa expansión del área urbana (Ezcurra, 1992; Jáuregui, 2004) y con ello, otra transformación en la cobertura forestal a otro tipo de cobertura con mayor producción a corto plazo, como son las zonas de cultivo y de ganado (Hérendez, 2001). Durante la presidencia de Lázaro Cárdenas, dada la preocupación sobre el uso de la tierra, se crearon parques nacionales con el fin de proteger los paisajes forestales de la deforestación -principalmente en las montañas adyacentes a la Cuenca y áreas verdes dentro de la urbe-. Sin embargo, durante el periodo presidencial de Miguel Alemán, al ser cedidas algunas áreas forestales a diferentes industrias papeleras, comenzó a ser notable el impacto sobre las regiones forestales (Ezcurra, 1992).

Por otro lado la expansión urbana de la Ciudad de México, producto de la migración de las comunidades rurales hacia la ciudad y del crecimiento poblacional, ha aumentado la demanda de diferentes productos que provienen de diferentes regiones del país, por lo que la región selvática del sureste del país se ha visto fuertemente afectada.

Actualmente, México es uno de los países con mayores tasas de deforestación a nivel mundial (INEGI, 2017), la cual varía entre 75,000 ha/año a cerca de 1.98 millones ha/año (Agricultura, 2017). Correspondiendo en décadas pasadas el 70 % a la deforestación de selvas tropicales y el 30 % a bosques templados (Hérendez, 2001). Este cambio de LULC puede impactar directamente tanto en el clima como en el tiempo meteorológico de nuestro país a escalas locales y regionales -inclusive a escala global- (Mahmood *et.al.*, 2014).

Particularmente, la deforestación en la Ciudad de México ha traído diferentes problemáticas que se traducen en alteraciones sobre los balances naturales. La pérdida de cobertura forestal, en conjunto con la historia de desecación del sistema de lagos y lagunas en la Cuenca de México, han alterado el balance hídrico, pues cada hectárea perdida de bosque equivale a 2.5 millones de litros de agua que no se infiltran al manto acuífero anualmente (Forestal, 2012a). A su vez, la deforestación en conjunto con las emisiones relacionadas con el aumento de la población han degradado la calidad del aire a niveles riesgosos para la salud humana (Ezcurra, 1992). En

el caso específico de la delegación Tlalpan, sus áreas florísticas han sido afectadas por actividades humanas como son el aprovechamiento ilegal de recursos naturales, la extracción de tierra del monte, establecimientos irregulares de asentamientos humanos, entre otros. Actualmente, la relación que existe entre la tasa deforestación-reforestación en dicha región es positiva y se tiene una tasa de recuperación de 10 ha/año, pero para la siguiente década deben alcanzarse las 250 ha/año para que la cubierta forestal en la región sea similar a la presente en los años ochentas (Forestal, 2012b).

Por otro lado, un problema que ha surgido a partir del crecimiento poblacional y su impacto en el balance radiativo se conoce como el fenómeno de isla de calor. Cui y De Foy (2012), mediante un análisis de regresión múltiple y la simulación de los flujos de calor en superficie para la región de la Ciudad de México, encontraron que la UHI es una función de la fracción de vegetación entre las áreas urbanas y rurales durante el día; mientras que la magnitud de la UHI durante la noche depende principalmente de la fuerza de las capas de inversión debidas a el enfriamiento radiativo. Además, los valores máximos de su magnitud fueron observados durante la temporada seca, mientras que los mínimos durante la temporada húmeda. Estos contrastes de temperatura varían a lo largo de los años debido al cambio climático interdecadal de dicha región. Por otro lado, Jáuregui (2004) usando datos históricos de temperatura para esta misma región, encontró un aumento en la temperatura mínima de 0.15 °C/año en estaciones que se encuentran sobre regiones urbanas y de 0.08 °C/año en las estaciones localizadas sobre áreas rurales.

Dados los estudios presentados anteriormente que sugieren la presencia de vegetación como modulador de la temperatura en las ciudades, y por ende del contraste con sus alrededores, los objetivos de la presente tesis son los siguientes:

Objetivo general

- I Estudiar el impacto en la temperatura de un área reforestada para el centro de México, mediante un análisis numérico de alta resolución espacial.

Objetivos particulares

- I) Proponer un área de reforestación en el centro de México a partir de un análisis sobre imágenes satelitales.
- II) Realizar una simulación numérica de control con las condiciones de LULC actualizadas para la temporada de secas.
- III) Realizar una simulación numérica empleando el área propuesta de reforestación a partir de las condiciones de LULC actualizadas.
- IV) Analizar los efectos del área reforestada en la temperatura superficial, flujos de calor y UHI.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Modelación numérica

Los modelos numéricos de predicción del tiempo atmosférico son programas de software basados en ecuaciones matemáticas de movimiento que describen el flujo de los fluidos. Estas ecuaciones diferenciales parciales no pueden ser resueltas analíticamente, requiriéndose emplear diferentes métodos numéricos que permiten convertirlas en un conjunto de ecuaciones algebraicas que la computadora puede resolver.

Dado un estado inicial de la atmósfera, conocido a través de las observaciones realizadas alrededor del mundo, los modelos numéricos integran dichas ecuaciones en tiempo hacia adelante usando una serie de pequeños pasos para así, predecir un estado futuro de la misma (Stensrud, 2009).

Los modelos numéricos se han ido desarrollando durante los últimos 50 años a través de mejoras en la resolución, tanto espacial como temporal, en los métodos numéricos empleados para resolver las ecuaciones de movimiento, así como en la inclusión de diferentes esquemas de parametrización de los procesos físicos que ocurren en la atmósfera. Como menciona Stensrud (2009), también es destacable el desarrollo de los métodos de asimilación de datos; ya que permiten incorporar toda una serie de observaciones para el estado inicial del modelo, mejorando así su habilidad de pronóstico. De acuerdo con este mismo autor, la resolución del modelo hace referencia a las escalas horizontales y verticales que son resueltas por los modelos numéricos. Cada operación algebraica utilizada para avanzar en el tiempo implica un gasto de memoria y almacenamiento, así como de tiempo de procesamiento; por lo que el ambiente no puede estar representado perfectamente por el modelo numérico y, en cambio, se aproxima mediante un conjunto de datos finitos. Es decir, la atmósfera es representada como un conjunto tridimensional de puntos espaciados (malla), generalmente, de forma regular que cubre una región de interés para su estudio. Conforme aumentemos el número de puntos de malla la estructura de la atmósfera queda representada o resuelta con mayor precisión. Sin embargo, siempre existen estructuras suficientemente pequeñas (escala molecular), para no ser captadas por la resolución del modelo, que pueden influir en las circulaciones de gran escala; como la transferencia de radiación a través de la atmósfera que tiene

una fuerte relación con la temperatura superficial, o la formación de gotitas de nube que pueden crecer y caer hacia la superficie en forma de gotas de lluvia (Stensrud, 2009). Dado que tales procesos físicos influyen fuertemente en el pronóstico del modelo (debido a su interacción indirecta con otros fenómenos de escala pequeña o a través de los cambios que producen sobre las variables del modelo) es necesario que queden representados a través de parametrizaciones (Stensrud, 2009).

La parametrización, generalmente, se enfoca en el efecto de los procesos físicos que ocurren dentro de una columna vertical comprendida en cada una de las celdas de la malla (Figura 2.1). Dicha orientación vertical se debe a que los procesos físicos, naturalmente, reorganizan la energía en esta dirección (Stensrud, 2009).

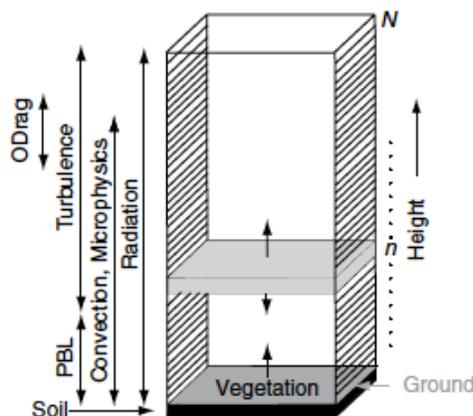


Figura 2.1: Columna vertical idealizada para una celda de la malla del modelo, con N niveles verticales donde se ven afectadas las variables del modelo debido a las parametrizaciones (radiación, convección, microfísica, etc.). El efecto se produce de manera vertical únicamente. Tomada de Stensrud (2009).

2.2. Modelo WRF

El modelo atmosférico WRF (*Weather Research and Forecasting*) es un sistema numérico de predicción del tiempo y de simulación atmosférica desarrollado con propósitos operacionales y como herramienta para el desarrollo de investigaciones. Surgió de la colaboración de diferentes instituciones entre las que se encuentran el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), entre otros organismos y universidades (Skamarock *et.al.*, 2008).

2.2.1. Componente ARW del modelo WRF

Dentro de la infraestructura del modelo WRF existen dos solucionadores -o núcleos- dinámicos. Para los propósitos de este trabajo se utilizó el núcleo ARW (*Advanced Research WRF*), cuyas características se describen a continuación. El

componente ARW del modelo integra las ecuaciones compresibles, no hidrostáticas Eulerianas a partir de condiciones iniciales definidas por el usuario para simulaciones idealizadas, o utilizando datos interpolados de un análisis externo o pronóstico para el caso de simulaciones reales. Dichas ecuaciones se formulan en forma de flujo utilizando variables que tienen propiedades de conservación. A su vez, utilizan una coordenada vertical de masa (η) que sigue el terreno (NCAR, 2018) como se muestra en la Figura 2.2.

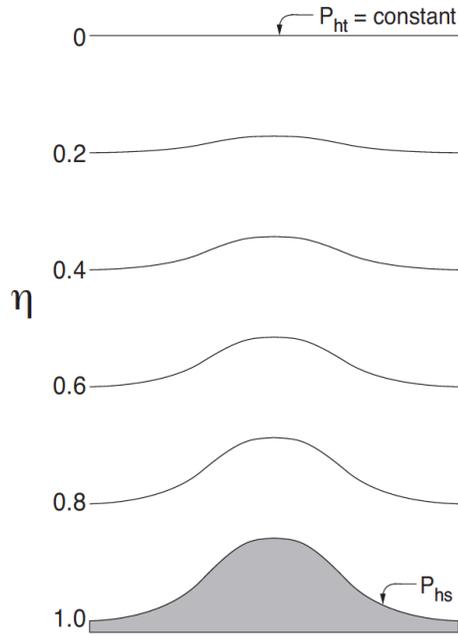


Figura 2.2: Representación gráfica de la coordenada η de la componente ARW del modelo WRF (Stensrud, 2009).

La discretización temporal es realizada a través del esquema de integración de tiempo dividido (time-split) (leapfrog) Runge Kutta de 2do o de 3er orden. Para la discretización espacial es ocupada una malla escalonada de tipo Arakawa C (Figura 2.3), tanto en la componente horizontal como en la vertical (Skamarock *et.al.*, 2008).

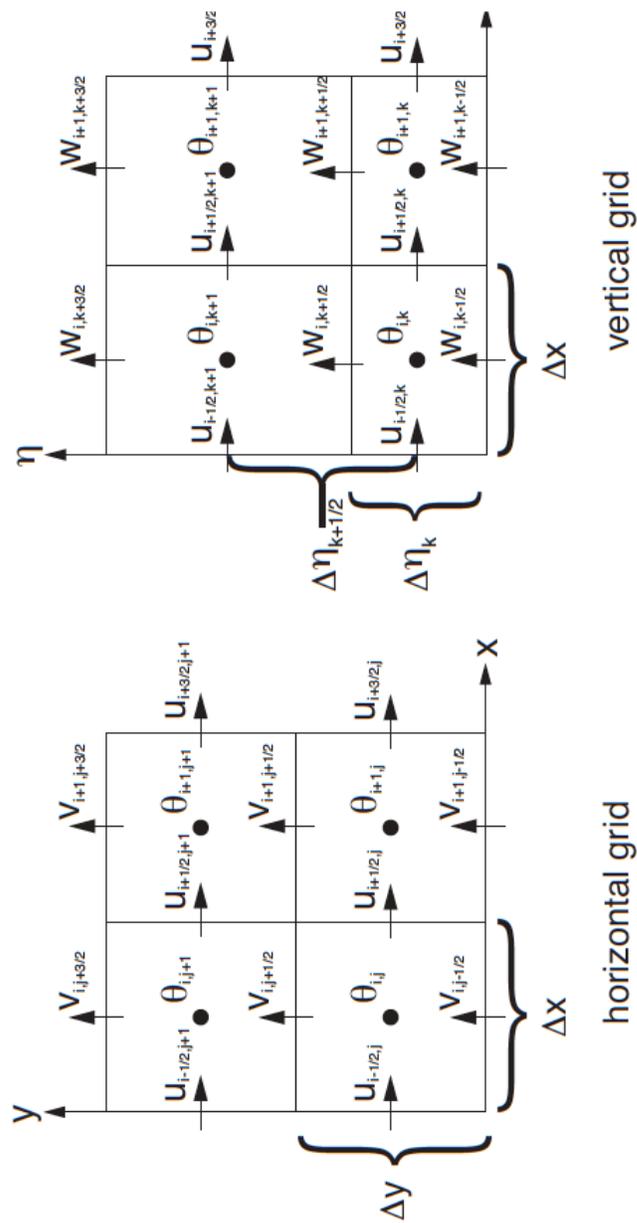


Figura 2.3: Los índices i, j, k indican la localización de cada variable. Cabe destacar que algunas variables son definidas en los puntos (θ), mientras que otras en los puntos u, v o w (Skamarock *et.al.*, 2008).

2.2.2. Estructura y funcionamiento del modelo WRF

Para la inicialización de una simulación numérica ocupando datos reales, el modelo cuenta con un conjunto de programas conocido como WPS (*WRF Pre-Processing System*) donde las condiciones iniciales son preprocesadas (Skamarock *et.al.*, 2008) para convertirlas a un formato adecuado para el modelo (NCAR, 2019). Es aquí mismo donde se define una malla física (número de puntos de malla, distancia de malla, anidamientos, etc) y donde son interpolados horizontalmente los datos estáticos (modelo de terreno, cobertura vegetal, uso de suelo, albedo, entre otros) y meteorológicos al dominio de estudio definido por el usuario. El producto de salida es información tridimensional de la atmósfera en el dominio seleccionado. Dicha información es enviada a los programas del componente ARW. En esta etapa son generadas las condiciones iniciales y de frontera como se muestra en la Figura 2.4 (Skamarock *et.al.*, 2008).

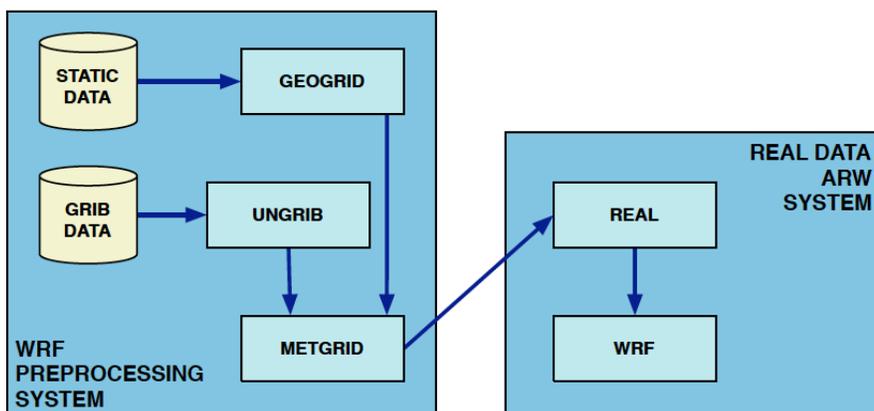


Figura 2.4: Representación gráfica del flujo de datos dentro de los programas que comprenden WPS donde se crean los campos estáticos de los datos terrestres y donde es interpolada la información meteorológica al dominio definido. Posteriormente el ingreso de esta información al componente ARW del modelo (Skamarock *et.al.*, 2008).

El ARW posee diversas opciones físicas de cinco categorías diferentes para representar procesos de microfísica, cúmulus, capa límite planetaria, física de la superficie y de radiación (Skamarock *et.al.*, 2008).

2.3. Balance de energía

La temperatura es la medida de la energía contenida en el movimiento de las moléculas. Para entender cómo es mantenida es necesario considerar el balance energético establecido por la primera ley de la termodinámica. Esta establece que el calor añadido a un sistema es igual al cambio en su energía interna más el trabajo ejercido por el mismo sobre su entorno. Sin embargo, la transmisión de energía del Sol hacia la Tierra es principalmente radiativa y el trabajo hecho por su alrededor puede ser despreciado, por lo que el balance energético se puede calcular únicamente

2.3. BALANCE DE ENERGÍA

considerando los intercambios energéticos radiativos (Hartmann, 2016). Del total de la energía solar que alcanza el tope de la atmósfera ($\sim 240 \text{ Wm}^{-2}$), según UdelaR, s.f. debido al proceso de dispersión y reflexión dada la presencia de nubes y diferentes gases en la atmósfera, sólo el 50 % llega hasta la superficie terrestre donde se absorbe $\sim 160 \text{ Wm}^{-2}$. El 30 % es reflejada hacia el espacio como consecuencia del albedo de las nubes y la superficie terrestre antes de ser utilizada. Por otro lado, más del 90 % de la emisión terrestre hacia el espacio proviene de la atmósfera y sólo 20 Wm^{-2} viaja de la superficie terrestre hacia el espacio directamente a través de la ventana infrarroja (Hartmann, 2016).

Por lo que, en resumen, tenemos en el tope de la atmósfera el siguiente balance:

$$\begin{aligned} \left(\begin{array}{c} \text{Solar} \\ \text{entrante} \end{array} \right) - \left(\begin{array}{c} \text{solar} \\ \text{reflejada} \end{array} \right) - \left(\begin{array}{c} \text{radiación terrestre} \\ \text{emitida} \end{array} \right) &= \text{Almacenaje} \\ 340 \text{ Wm}^{-2} - 100 \text{ Wm}^{-2} - 239 \text{ Wm}^{-2} &= 0,6 \text{ Wm}^{-2} \end{aligned}$$

Para el caso de la atmósfera, donde OL es la radiación de onda larga:

$$\begin{aligned} \left(\begin{array}{c} \text{Solar} \\ \text{absorbida} \end{array} \right) + (\text{termales}) + \left(\begin{array}{c} \text{calentamiento} \\ \text{latente} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{OL} \\ \text{superficie} \end{array} \right) - \left(\begin{array}{c} \text{OL} \\ \text{saliente} \end{array} \right) &= 0 \\ 80 \text{ Wm}^{-2} + 20 \text{ Wm}^{-2} + 88 \text{ Wm}^{-2} + 51 \text{ Wm}^{-2} - 239 \text{ Wm}^{-2} &= 0 \end{aligned}$$

Que puede reacomodarse como:

$$\begin{aligned} \left(\begin{array}{c} \text{Solar} \\ \text{absorbida} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{OL} \\ \text{superficie} \end{array} \right) - \left(\begin{array}{c} \text{OL} \\ \text{saliente} \end{array} \right) &= \left(\begin{array}{c} \text{Enf. neto} \\ \text{radiativo} \end{array} \right) = (-\text{termales}) - \left(\begin{array}{c} \text{calentamiento} \\ \text{latente} \end{array} \right) \\ 80 \text{ Wm}^{-2} + 51 \text{ Wm}^{-2} - 239 \text{ Wm}^{-2} &= 108 \text{ Wm}^{-2} = -20 \text{ Wm}^{-2} - 88 \text{ Wm}^{-2} = 0 \end{aligned}$$

De aquí, se puede observar por tanto que la mayor parte del enfriamiento radiativo ($\sim 81 \%$) es balanceado por el calentamiento latente repercutiendo en la tasa de precipitación, ya que el calentamiento de la atmósfera por el proceso de condensación de vapor de agua debe equilibrarse mediante dicho enfriamiento. La fuerte emisión de radiación terrestre desde la atmósfera hacia la superficie (onda larga) ayuda a mantener la variación diurna de la temperatura en superficie, ya que si no fuera tan grande como el calentamiento solar de la superficie, esta se enfriaría más rápidamente durante la noche.

A continuación se explican los términos que componen el balance de energía en la superficie terrestre de acuerdo con (Hartmann, 2016) y que son esquematizados en la Figura 2.5:

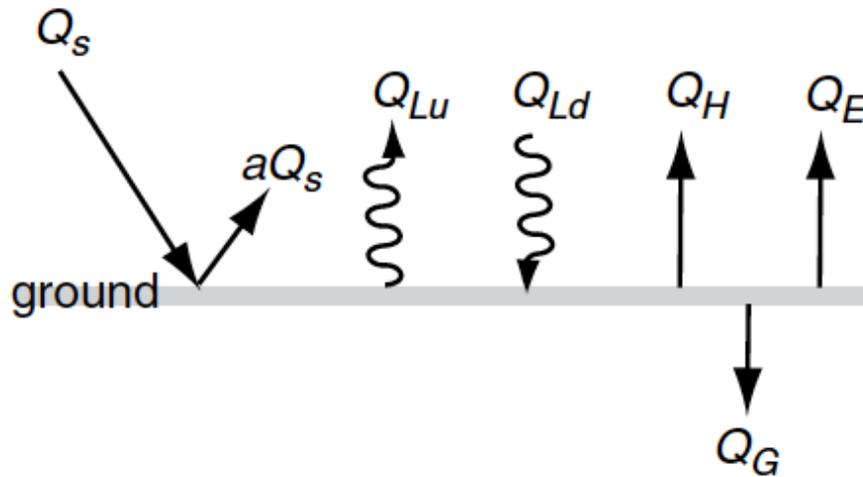


Figura 2.5: Donde Q_S es la radiación solar entrante aQ_S es la radiación solar reflejada (a =albedo), Q_{Lu} es la radiación de onda larga que emana hacia arriba desde la superficie, Q_{Ld} es la radiación de onda larga que emana hacia abajo desde la atmósfera, Q_H es el flujo de calor sensible, Q_E es el flujo de calor latente y Q_G es el flujo de calor del suelo. (Stensrud, 2009)

I) Radiación entrante solar (Q_s)

La radiación solar que alcanza la superficie terrestre depende de factores como la cantidad de energía radiante del Sol que llega al tope de la atmósfera, relacionada con la constante solar que varía de acuerdo con la distancia Sol-Tierra y el efecto de la órbita terrestre elíptica. Un aspecto importante que afecta la intensidad de la radiación solar que alcanza la superficie terrestre es el ángulo de incidencia, el cual se forma entre la superficie terrestre y el rayo de radiación solar entrante, ya que mientras mayor sea este, la radiación se distribuirá a lo largo de un área mayor. Las nubes son contribuyentes importantes en el balance radiativo de la atmósfera, ya que además de sus propiedades de absorción y dispersión de la radiación solar, también absorben y emiten radiación de onda larga.

II) Albedo (a)

El albedo es la fracción de energía solar que es reflejada hacia arriba por medio de la superficie terrestre. Presenta un valor entre 0 y 1 y está determinado por el tipo de suelo y vegetación, así como por las actividades humanas relacionadas con el cambio de las propiedades reflectivas del suelo a través de la cobertura de suelo.

III) Radiación emanante hacia arriba de onda larga de la superficie terrestre (Q_{Lu})

Es la cantidad de radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre. Su intensidad obedece la ley de Stefan-Boltzman, por lo que depende de la temperatura de la superficie y su valor de emisividad o emitancia (eficacia con la que emite radiación térmica y que es la relación entre la potencia emitida por un cuerpo a una temperatura T y la potencia emitida por un cuerpo negro a la misma temperatura T). Dado que la temperatura está relacionada con los componentes descritos anteriormente podemos visualizar la complejidad que se presenta al estudiar las retroalimentaciones que son parte de nuestro sistema Tierra y los retos que se enfrentan al hablar de sus pronósticos.

IV) Radiación emanante hacia abajo de onda larga (Q_{Ld})

Radiación emitida por la atmósfera que alcanza la superficie terrestre y que es influenciada por la temperatura atmosférica, principalmente de la atmósfera baja, la presencia de nubes, gases de efecto invernadero y aerosoles.

V) Flujo de calor sensible (Q_H)

Tasa de la transferencia de calor por unidad de área de la superficie terrestre hacia la atmósfera, el cual alcanza su valor máximo durante las primeras horas de la tarde disminuyendo conforme sucede la puesta de Sol. Su valor depende de la diferencia entre la temperatura en la superficie y de la atmósfera suprayacente, donde la presencia, tipo, altura, cobertura y estructura de la vegetación, así como la velocidad y cizalla del viento pueden jugar un papel importante.

VI) Flujo de calor latente (Q_E)

Tasa de transferencia de humedad por unidad de área desde la superficie terrestre hacia la atmósfera. Este es influenciado por la vegetación debido a su habilidad para transferir humedad desde las capas profundas del suelo hasta la atmósfera. También, por su posible participación en la retención de agua de la que también es responsable el tipo de suelo y que interviene en el contenido de humedad del mismo. Por ende la presencia de cuerpos de agua será un factor determinante para esta tasa.

La razón de Bowen (β) es un parámetro que nos permite comparar la cantidad de flujo de calor sensible y de calor latente en la superficie, esto puede conducir a profundidades de capa límite muy diferentes. Además los gradientes horizontales de calentamiento sensible y latentes pueden producir circulaciones secundarias modificando la estructura de la capa límite y el desarrollo convectivo. En regiones semiáridas esta razón alcanza valores cercanos a 5; mientras que en regiones boscosas o sobre cuerpos de agua, 0.5 y 0.1 son valores típicos, respectivamente.

vi) Flujo de calor del suelo (Q_G)

Tasa de transferencia de calor de la superficie del suelo hacia sus niveles profundos. Los primeros 25 cm presentan los cambios diurnos más grandes a comparación de los niveles más profundos. Aunque su magnitud es comúnmente más pequeña que los otros flujos de calor, su magnitud puede ser comparable y raramente insignificante. Como los flujos descritos anteriormente, también depende de las propiedades de la superficie.

Dado lo anterior, el balance del límite tierra-atmósfera (pérdidas y ganancias, según Stensrud (2009)) puede definirse como:

$$Q_S - Q_{Lu} + Q_{Ld} = Q_H + Q_E + Q_G, \quad (2.1)$$

donde el término Q_S contiene el parámetro del albedo.

Durante el día Q_H , Q_E y Q_G generalmente presentan signo positivo indicando flujos de calor desde la superficie en dirección hacia la atmósfera y flujos de calor del suelo en dirección hacia abajo. Entender la partición de energía en los componentes calor sensible y latente es necesario para poder comprender la temperatura y la humedad presentes en la superficie (Stensrud, 2009).

2.4. Isla de calor

El desarrollo urbano implica realizar cambios sobre la geomorfología del terreno preexistente; la modificación, eliminación o compactación del suelo nativo, así como el relleno y manipulación de los cursos de agua para la construcción de casas, puentes y carreteras. El uso de materiales como el concreto y el asfalto para dichas actividades produce cambios en la fertilidad e hidrología del suelo. Al reducirse la percolación del agua hacia las capas profundas del suelo aumenta la velocidad y la cantidad de escorrentía superficial de la región viéndose afectado el almacenaje de agua subterránea. Por otro lado, el desarrollo urbano también mantiene una estrecha relación con la sustitución de la vegetación autóctona para el desarrollo de áreas destinadas a las actividades de agricultura o de ganado en regiones aledañas a la ciudad (Oke *et.al.*, 2017).

Los materiales naturales y de construcción que constituyen una ciudad presentan determinadas propiedades radiativas, térmicas y de humedad que a su vez serán las que definan su capacidad de absorber, reflejar y emitir radiación, así como de aceptar, transferir y retener calor y humedad, afectando la partición de los flujos de energía. Por ejemplo, áreas secas en días soleados se observarán más calientes en comparación de áreas vegetadas, debido a que la energía solar no está siendo ocupada en evaporar agua. Debido a este principio las ciudades presentan, la mayoría de las veces, temperaturas más altas que sus alrededores (Oke *et.al.*, 2017). Este fenómeno es conocido como Isla de Calor (UHI, por sus siglas en inglés) (Oke, 1973) y se debe principalmente, de acuerdo con Nuruzzaman (2015) a:

2.4. ISLA DE CALOR

- a) Baja tasa de evapotranspiración debido a la pérdida de vegetación en las ciudades.
- b) Mayor absorción de la radiación solar debido al bajo albedo de los materiales de construcción.
- c) Debilitamiento del flujo de aire a causa de la alta rugosidad.
- d) Alta cantidad de calor antrópico producido en las ciudades.

La magnitud de la UHI es definida como la diferencia entre la temperatura urbana máxima T_U y una temperatura representativa del área rural colindante T_R durante un período específico.

$$UHI = \Delta T_{U-R} = T_U - T_R \quad (2.2)$$

Capítulo 3

Métodos y datos

3.1. Zona de estudio

3.1.1. Localización

La Cuenca de México se formó luego de cincuenta millones de años de intensa actividad volcánica asociada a numerosos y extensos hundimientos tectónicos. En los últimos 700 mil años, la principal actividad volcánica ocurrió en el sur; las potentes erupciones de lava del Chichinautzin obstruyeron el drenaje que iba al río Balsas y transformaron los valles en una cuenca cerrada de unos 9,600 km² (Arqueología Mexicana, 2019a). Se encuentra delimitada por la Sierra Nevada al este, la Sierra de las Cruces en el oeste y la Sierra del Chichinautzin en el sur (Fundación UNAM, 2016).

El Valle de México está situado dentro de esta región y se encuentra rodeado por la Sierra Madre Occidental y por la Sierra Madre Oriental, mientras que en su parte sur se encuentra delimitado por el Eje Volcánico Transversal. Cinco octavos de su superficie son ocupados por regiones planas y el resto corresponde a regiones montañosas. Comprende la Ciudad de México, así como sus alrededores más próximos (Rzedowski, 2001), como se observa en la Figura 3.1.

3.1.2. Hidrología

En 1450 el Lago de Texcoco era el cuerpo de agua más importantes del Valle de México. Alimentado por el desbordamiento de lagos como el de Zumpango y el de Xaltocan, podía incrementar su volumen de tal forma que se producían inundaciones que datan desde dicho año, con lo cual se comenzaron obras de construcción de diques, calzadas y albarradones con el objetivo de controlar el nivel lacustre (Arqueología Mexicana, 2019a; Rzedowski, 2001). Sin embargo, al no solucionarse el problema de inundación, se llevaron a cabo diversos proyectos para drenarlo artificialmente mediante la desecación paulatina de lagos, lagunas y pantanos, el entubamiento de arroyos y ríos, la construcción de presas, entre otros.

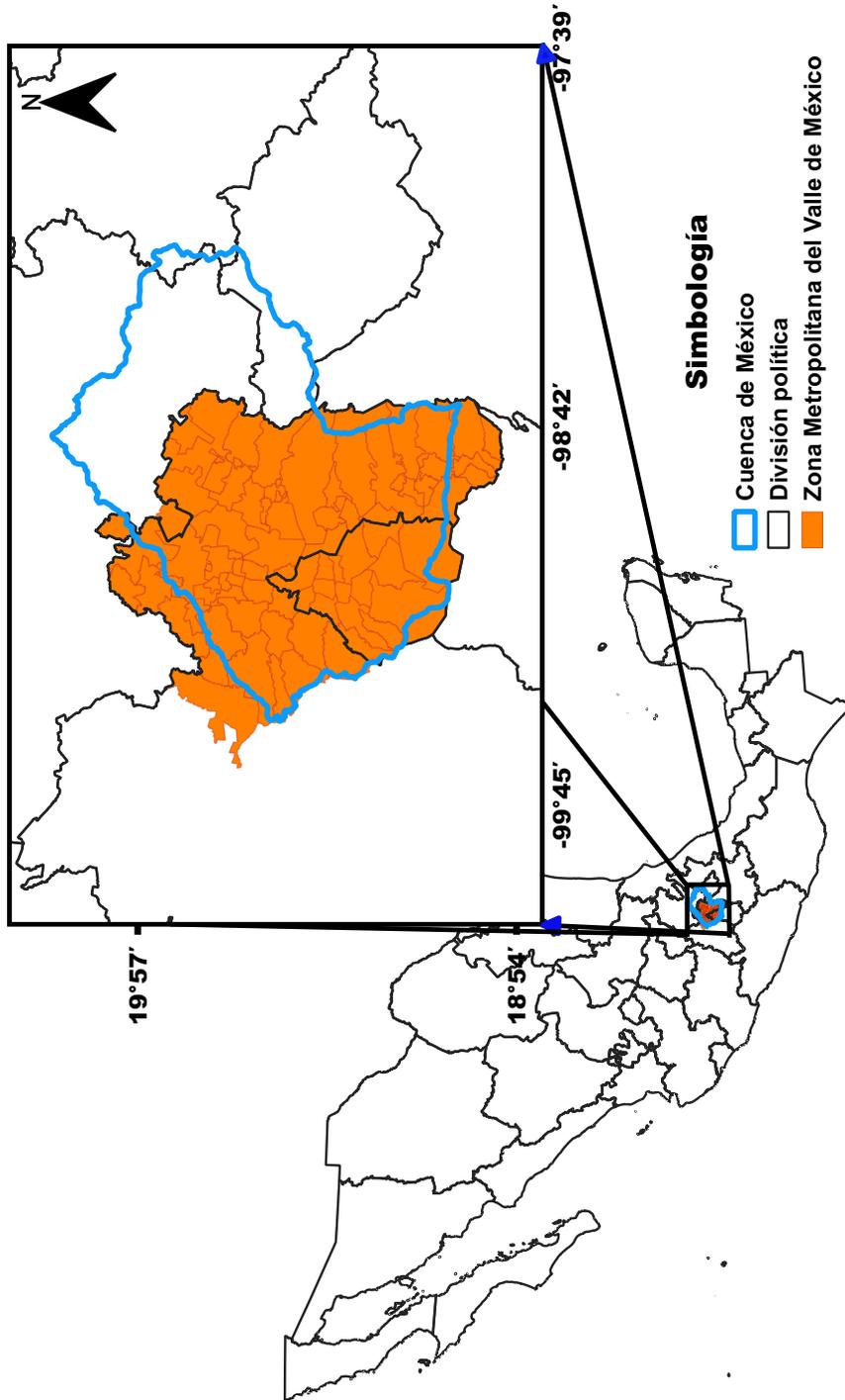


Figura 3.1: Ubicación del área de estudio.

Debido a este tipo de intervenciones, en conjunto con la modificación y destrucción de la cobertura vegetal se han modificado las características hidrológicas de la región, lo que ha provocado que se reduzca la capacidad del suelo para retener el agua de lluvia, impactando directamente sobre el ciclo hidrológico (Jazcilevich *et.al.*, 2015; Arqueología Mexicana, 2019a).

De acuerdo con Jazcilevich *et.al.* (2015), siendo el Valle de México una región donde el crecimiento poblacional es acelerado, la demanda de agua crece al mismo ritmo, por lo que actualmente nos enfrentamos a la tarea de mantener el equilibrio entre drenar y obtener agua para la Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM).

3.1.3. Climatología y vegetación

Según Rzedowski (2001) el Valle de México presenta un clima tropical de altura debido tanto a su localización (entre los 19° y los 21° de latitud) como a su altitud (superior a los 2000 m.s.n.m). Es influenciado a su vez por la presencia de los vientos alisios que corren desde el Golfo de México hacia tierra adentro, ingresando la humedad requerida para la ocurrencia de eventos de precipitación. Durante la temporada seca, por el contrario, los vientos provienen del oeste. Dada su compleja orografía son comunes las variaciones climáticas dentro de una escala espacial corta.

La temperatura media anual en la región plana del Valle de México varía entre 14 y 17 °C donde su variación diurna va de 15 a 18 °C. Los meses más fríos corresponden a diciembre y enero, los cuales presentan un promedio de temperatura que se mantiene entre 1 y 5 °C. En el caso contrario, abril y mayo mantienen un promedio entre 25 y 28 °C (Rzedowski, 2001).

Durante los meses de mayo a octubre se tiene del 80 al 94 % de la precipitación anual, este periodo también corresponde a la temporada cálida. La cantidad de precipitación varía de acuerdo a cada región debido al efecto de los factores locales propios. En la región plana del valle de México se tiene un promedio anual de 500 a 700 mm de precipitación (Rzedowski, 2001).

La Cuenca de México cuenta con numerosas comunidades vegetales, entre las que destacan, de acuerdo con Rzedowski (2001); **bosque de *Abies*** que se encuentran en altitudes entre 2700 y 3500 m sobre las serranías de la mitad meridional del Valle de México; **bosque mesófilo de montaña** localizado en las laderas abruptas y fondos de algunas cañadas en el Iztaccíhuatl o en la Sierra de las Cruces; **bosque de *Pinus***, comunidades características de las montañas de México, aunque la mayoría de ellos se encuentran concentrados en la mitad meridional del Valle; **bosque de *Quercus***, frecuentes en la zona montañosa, entre los 2350 y los 3100 m de altura; **bosque de *Juniperus***, ocupa grandes extensiones de laderas de cerros así como en algunas regiones planas en la parte norte, noreste y este de la Cuenca ubicadas en altitudes entre los 2450 y 2800 m; **matorral de *Quercus***, frecuente en el noroeste de la Cuenca, aunque también presentes en la región norte, este, oeste, centro y, en menor frecuencia, en la región sur. Localizado entre los 2350 y 3100 m de altura sobre suelos poco profundos; **pastizales**, tipos de vegetación donde predominan la

gramíneas, existentes entre los 2250 y los 4300 m de altitud. En regiones de gran disturbio humano o debido a incendios forestales. También se desarrollan en medio de los bosques de *Abies* o de *Pinus*; **matorral xerófilo**, comunidades arbustivas desarrolladas en las regiones más secas del Valle de México. Existen en la región septentrional, centro y sur de la Cuenca cubriendo una gran extensión. Se desarrollan en las laderas de los cerros en altitudes que abarcan de los 2250 a los 2700 m; **matorral xerófilo**, comunidades vegetales que habitan suelos salinos, alcalinos y mal drenados de los fondos de antiguos lagos, situados en la parte más baja del Valle, a poco menos de 2250 m de altitud. Adquieren la forma, generalmente, de pastizales bajos y densos donde predominan las gramíneas; **vegetación acuática y subacuática** comprende vegetación flotante que puede cubrir parcial (en los espejos de agua) o totalmente los canales, también a las plantas propias de arroyos permanentes y de las pequeñas zonas pantanosas ubicadas en la región montañosa.

3.2. Escenario de reforestación

Dentro del modelo WRF se puede elegir entre dos fuentes de información de LULC para llevar a cabo las simulaciones numéricas: MODIS o USGS. Para el presente trabajo se actualizó el LULC con los datos del *North American Land Cover Monitoring System*¹ (NALCMS2010) homologados a las 24 clases de USGS (Barrales, 2017); esto con la finalidad de tener una representación del área de estudio más actualizada. Entre las cubiertas actualizadas y mejor representadas en los nuevos datos se encuentra el área urbana en color rojo (Figura 3.2), se puede observar una mejor representación de las zonas montañosas, donde se presentan las temperaturas más bajas y por ende se puede encontrar cobertura de hielo o nieve; también resalta la actualización de los cuerpos de agua.

Para generar el escenario de reforestación se utilizaron imágenes satelitales² como base para la selección de las áreas posibles a reforestar. Estas fueron seleccionadas bajo los siguientes criterios: que las áreas correspondientes a suelo desnudo o áreas agrícolas, de acuerdo con las imágenes satelitales, tuvieran un área igual o mayor a 1 km². Así mismo, se restringió la sobreposición de las mismas a carreteras. Esto principalmente al este y sur-este de la CDMX. Sobre la CDMX, y en general sobre la zona centro del área de estudio fueron elegidas áreas mayores a 1 km² en las que, dentro de las imágenes satelitales, correspondían a suelo desnudo o áreas agrícolas, aunque dentro de la información de NALCMS2010 se trataba de coberturas de suelo distintas (urbano, humedal, matorral, etc.). Al final de este proceso se obtuvo un total de 302 km² de área posible a reforestar.

¹<http://www.cec.org/es/herramientas-y-recursos/atlas-ambiental-de-america-del-norte/cobertura-del-suelo-y-cambios-en-la-cobertura-del-suelo>

²Google Earth

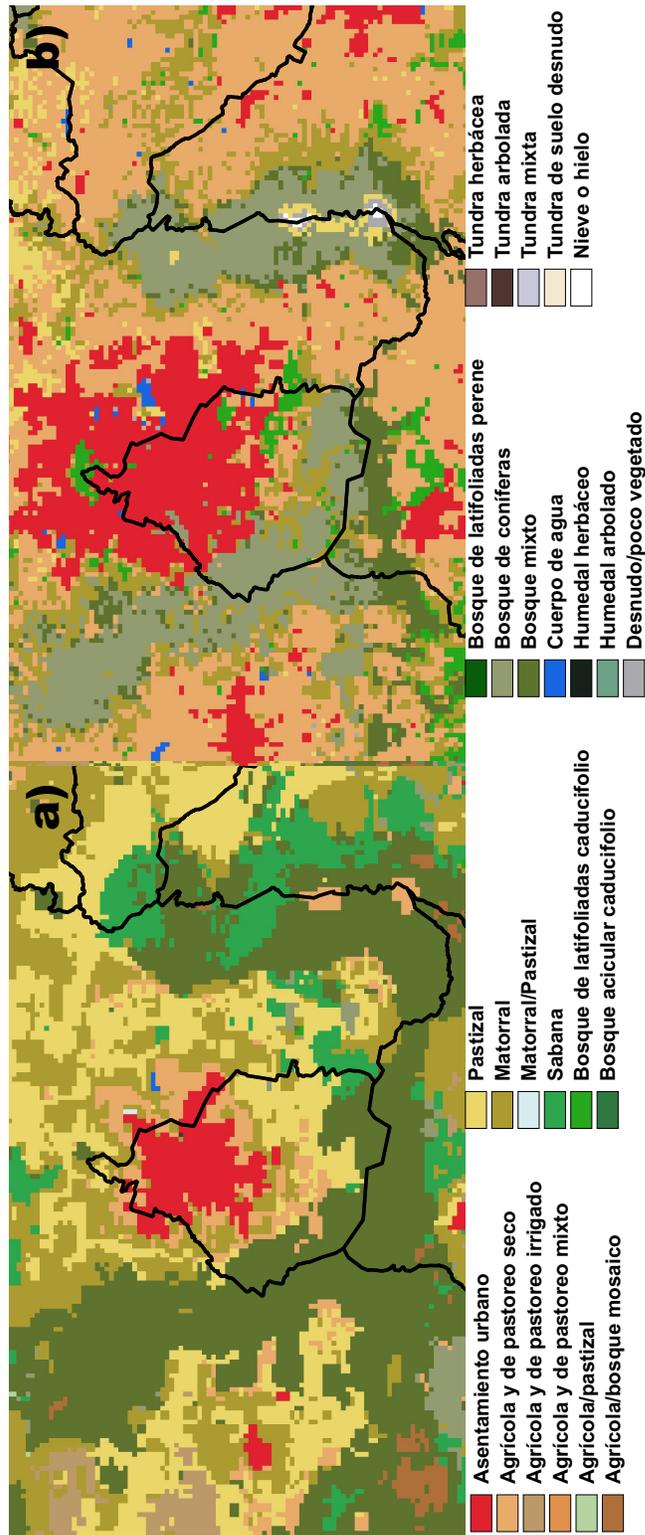


Figura 3.2: Comparación entre esquemas de cobertura y uso de suelo: a) USGS, b) NALCMS

3.2. ESCENARIO DE REFORESTACIÓN

Cabe mencionar que para esta selección no se tomaron en cuenta las características del suelo propias para el crecimiento de la vegetación, de tal manera que el escenario no evalúa la viabilidad de la reforestación sino el impacto que produce una cobertura vegetal (boscosa) alrededor y sobre las regiones reforestadas en términos de la temperatura superficial y los flujos de calor.

Dicho procesamiento fue realizado mediante el software Google Earth a través de su herramienta para dibujar polígonos que, a su vez, permitió exportarlos en formato kml para su futuro procesamiento con el modelo atmosférico (Figura 3.3).

Posteriormente, esta información fue procesada con ayuda del software ArcGis para realizar una reclasificación de acuerdo con la clasificación de LULC de USGS manejada por el modelo WRF. Los polígonos de reforestación fueron clasificados con el número 15, el cual representa la clase de bosque mixto dentro del modelo. Esta clase incluye las áreas boscosas donde en al menos un tercio de su extensión crecen árboles de hoja perenne y caducifolios sin que predominen los unos sobre los otros (Anderson *et.al.*, 1976).

La información de la homologación de clases del NALCMS2010 fue conjuntada con las áreas a reforestar para crear el escenario de reforestación.

Por último, las simulaciones numéricas realizadas fueron las siguientes:

- Simulación control con la información actualizada de LULC a partir de la información del NALCMS2010 (Figura 3.4a).
- Simulación que considera los polígonos de reforestación y la información actualizada de LULC (Figura 3.4b).



Figura 3.3: Polígonos de reforestación (en color rosa) visto desde la interfaz de Google Earth.

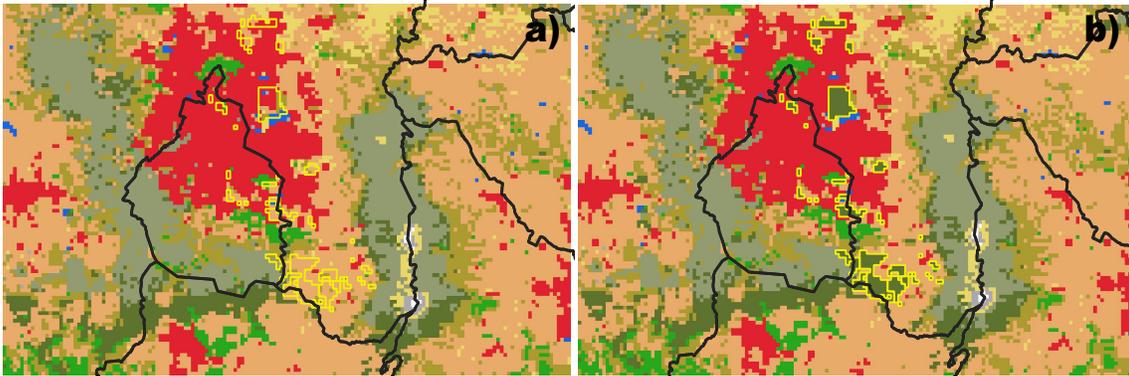


Figura 3.4: a) LULC actualizado para la simulación control (condiciones actuales) visto desde el modelo WRF; b) LULC actualizado en conjunto con las áreas propuestas a reforestar (contornos amarillos). Los colores representan las clases de cobertura de suelo mostradas en la Figura 3.2.

3.3. Datos de las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs)

Las EMAs están conformadas por un grupo de sensores que registran y transmiten mediciones de las variables meteorológicas de forma automática. A partir de ello son generados archivos que contienen el promedio de cada 10 minutos -en horario UTC- de algunas variables meteorológicas. Esta información es enviada vía satélite en intervalos de 1 ó 3 horas por estación (SMN, 2019). La red cuenta con un total de 188 estaciones distribuidas a lo largo y ancho del país (Figura 3.5), cuyas variables meteorológicas registradas son:

- Velocidad del viento
- Dirección del viento
- Presión atmosférica
- Temperatura y Humedad relativa
- Radiación solar
- Precipitación

3.3. DATOS DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS (EMAS)

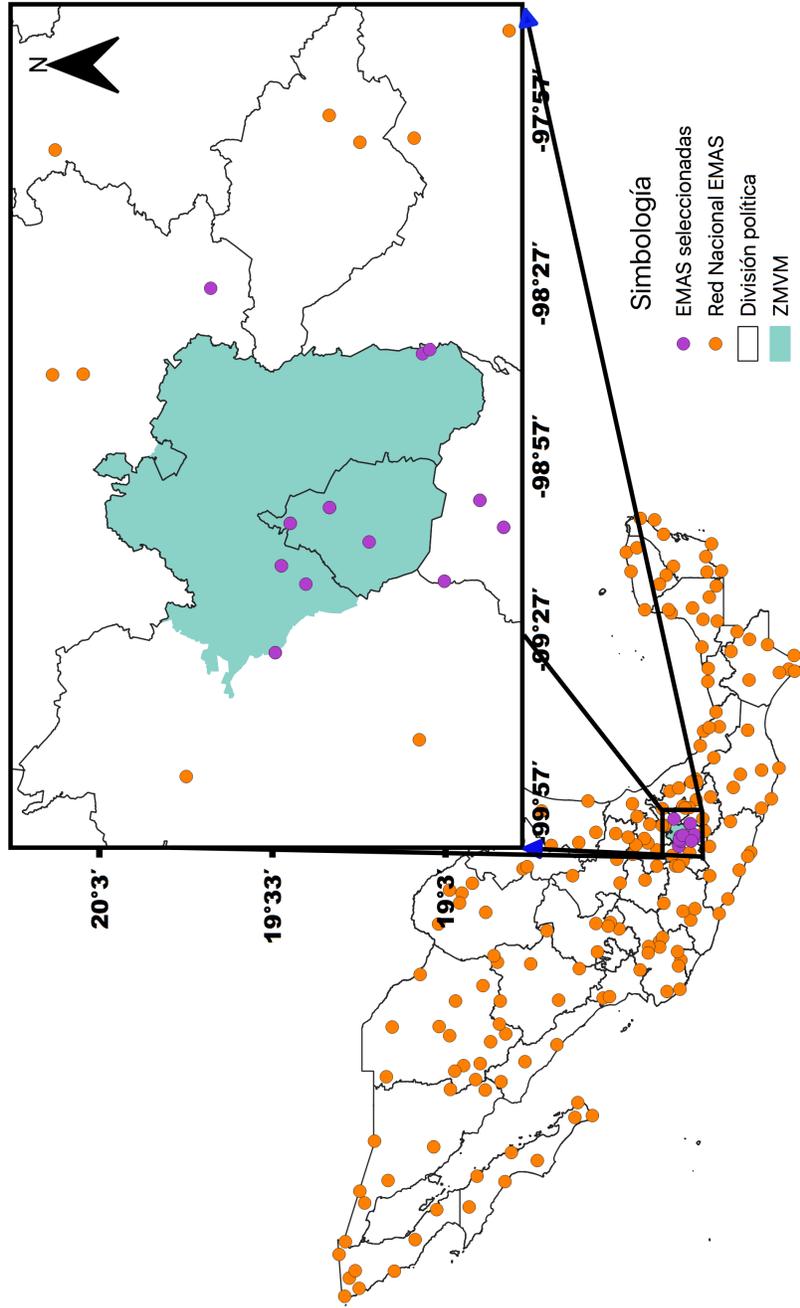


Figura 3.5: Distribución nacional de las EMAS; en morado las EMAS seleccionadas para evaluar el modelo WRF.

Los datos para el año 2016 de estas estaciones fueron utilizados para elegir el periodo de las simulaciones numéricas correspondiente al periodo de secas (este año fue utilizado debido a la disponibilidad de la información). Se realizó un análisis anual (Figura A.2 y Figura A.3), mensual (Figura A.4) y semanal de las 14 estaciones presentes en los estados de Hidalgo, Morelos, Estado de México y Ciudad de México, con el fin de descartar eventos meteorológicos extremos. Posteriormente, se realizó un control de calidad de los datos de las 12 estaciones seleccionadas para la evaluación del modelo WRF (Figura 3.5). A partir de esto se eligió el periodo del 21 al 29 de marzo del año 2016 (de 00:00 a 00:00 en horario UTC) dejando un spin-up de un día.

3.4. Configuración del modelo WRF

Existen en la literatura diferentes experimentos numéricos realizados con el modelo WRF, en cada uno de ellos se emplean diversas configuraciones. Para el presente trabajo se utilizó una configuración basada en el pronóstico operativo meteorológico del grupo Interacción Océano-Atmósfera del Centro de Ciencias de la Atmósfera, la cual se describe a continuación (Tabla 3.1 y Tabla 3.2). La distribución de los dominios utilizados puede observarse en la Figura 3.6.

Versión	3.8.1
Núcleo	ARW
Tiempo de simulación	21 - 29 de marzo del 2016
Spin-up	1 día
Condiciones iniciales y de frontera	CFSRv2 (0.5°)
Proyección	Mercator
Dominio 1	53 x 33 (15 km) 30s
Dominio 2	61 x 43 (5 km) 30s
Dominio 3	196 x 146 (1 km) 30s

Tabla 3.1: Configuración del modelo en su etapa de preprocesamiento. Para el dominio 1, 2 y 3 se definen los puntos de malla (Este-Oeste x Norte-Sur), la resolución del dominio, así como la resolución de los datos estáticos.

3.4. CONFIGURACIÓN DEL MODELO WRF

Niveles verticales	60
Paso de tiempo	60 segundos
Cúmulus	Betts-Miller-Janjic
Microfísica	Millbrant
ROL	RRTM
ROC	Dudhia
Capa límite	Yonsei University (YSU)
LSM	NOAH (4 capas de suelo)

Tabla 3.2: Configuración de los esquemas de parametrización física utilizados para las simulaciones numéricas.

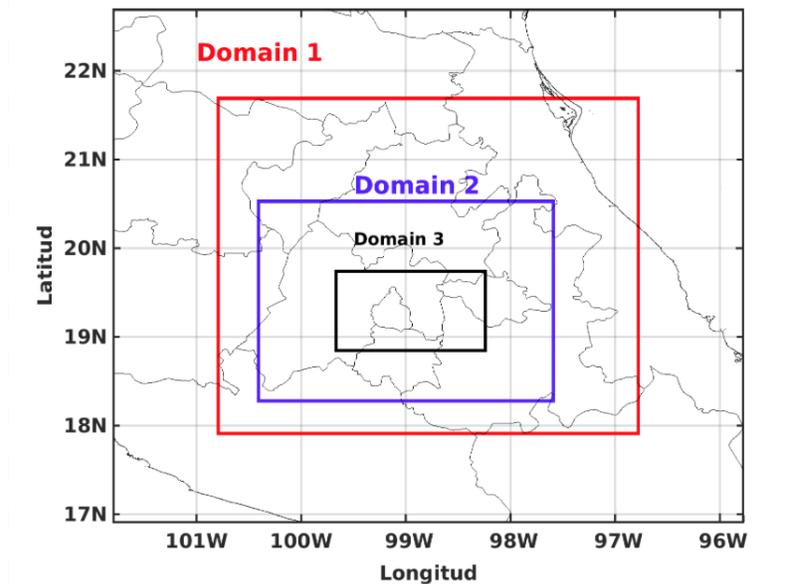


Figura 3.6: Distribución de los dominios utilizados para el modelo WRF; Dominio 1, 2 y 3 con 53 X 33, 61 X 43 y 196 X 146 puntos de malla, respectivamente. Con resoluciones de 15, 5 y 1 Km.

Esquema de Dudhia para la radiación de onda corta. Representa el flujo de energía solar que llega a la atmósfera considerando la absorción del vapor de agua y la absorción y albedo de las nubes (Dudhia, 1989); **Esquema Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)** para radiación de onda larga. Este esquema utiliza valores predeterminados en tablas que representan los procesos de onda larga debidos al vapor de agua, ozono, CO₂ y gases traza (si existen), considerando también las propiedades ópticas de la nube en función de su profundidad (Mlawer *et.al.*, 1997); **Esquema de Betts-Miller-Janjic** para la parametrización de cúmulus. En los parámetros de convección profunda los perfiles de humedad dependen de un parámetro que caracteriza el régimen de convección denominado “eficiencia de la nube”. El cual, a su vez depende del cambio de entropía y precipitación sobre cada paso de tiempo y de la temperatura media de la nube (Janjić, 1994; Skamarock *et.al.*, 2008); **Esquema Yonsei University** para la capa límite planetaria. Este esquema se encarga de representar los flujos verticales pequeños que son resultado del transporte turbulento en toda la columna atmosférica (Hong, Noh y Dudhia, 2006); **Esquema de Millbrant** para microfísica. Resuelve de forma explícita el vapor de agua, nubes y procesos de precipitación, realizando un ajuste de la condensación para el balance de la temperatura y humedad. A su vez, representa el forzamiento de calor latente para la temperatura potencial durante la dinámica de cada paso de tiempo (Milbrandt y Yau, 2005); **Modelo de superficie de tierra (LSM) NOAH**. Usa la información del esquema de capa superficial, radiación, microfísica y convectivo, en conjunto con el estado de las variables de superficie, así como sus propiedades para determinar los flujos de humedad y calor sobre la superficie terrestre, acuática y de hielo (Skamarock *et.al.*, 2008; Mukul Tewari *et.al.*, 2004).

3.5. Evaluación del modelo WRF

Para la evaluación del modelo WRF se realizó una interpolación de los datos del modelo de la simulación de control hacia los datos de cada estación para la variable de temperatura; de esta forma se compararon las series de tiempo del modelo con las de las observaciones.

A su vez, se obtuvo su correspondiente error cuadrático medio (ECM) total promediando el ECM de cada estación para todo el periodo de simulación, así como el ECM para las primeras 12 horas y para las últimas 12 horas del día en cada estación.

Posterior a esto se realizó el análisis entre la simulación control (representación de las condiciones actuales) con la simulación del escenario de reforestación, mediante las variables de temperatura, flujo de calor sensible y flujo de calor latente.

Capítulo 4

Resultados y discusión

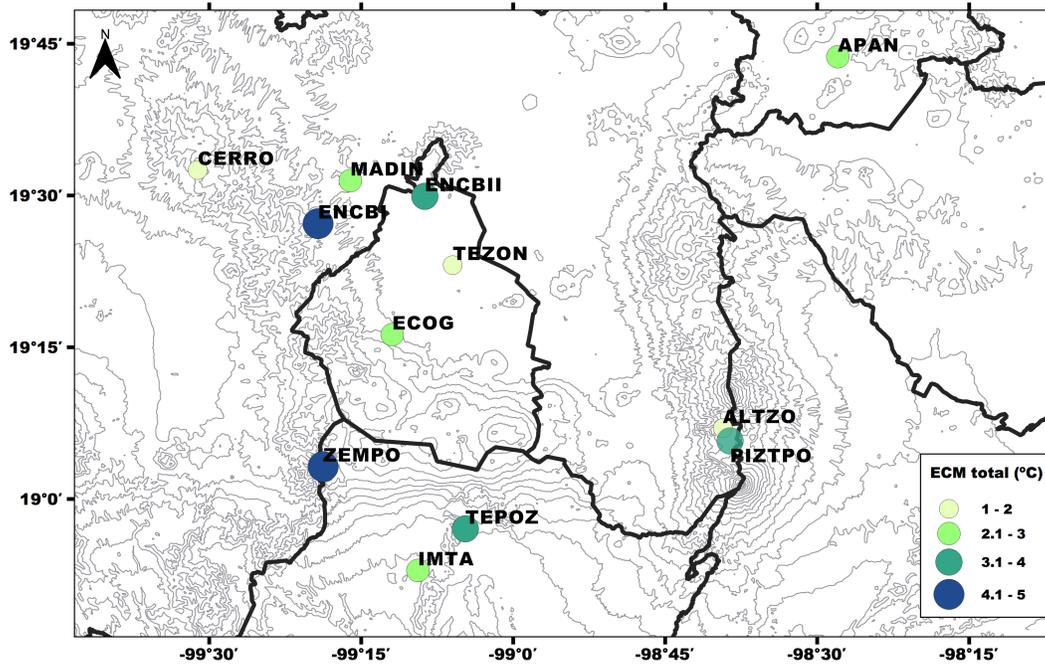
4.1. Validación del modelo WRF

En términos generales podemos observar que el modelo representa de una manera eficaz el ciclo diurno de la temperatura en superficie. Sin embargo, presenta un ECM total de 2.85 °C de acuerdo con la Tabla 4.1. En esta tabla también se presenta el ECM calculado para dos periodos durante el día; el **ECM día** calculado para el periodo de las 00:00 - 11:00 h y el **ECM noche** calculado de las 12:00 - 23:00 h, con el objetivo de precisar cuál de estos dos periodos presenta un mayor error. Es durante las primeras horas del día donde se tiene mayor sesgo (3.19 °C), presentando una diferencia promedio de 0.94 °C con respecto al sesgo de la noche. Lo anterior puede deberse a procesos turbulentos que tienen lugar debido a fenómenos meteorológicos como son las brisas valle-montaña. Además, se puede observar que la temperatura máxima es subestimada a diferencia de la temperatura mínima la cual presenta menor sesgo (Figura A.5 y Figura A.6). Desde la Figura 4.1 podemos observar que el ECM total se distribuye arbitrariamente a lo largo de la zona de estudio sin observarse un patrón relacionado con la topografía.

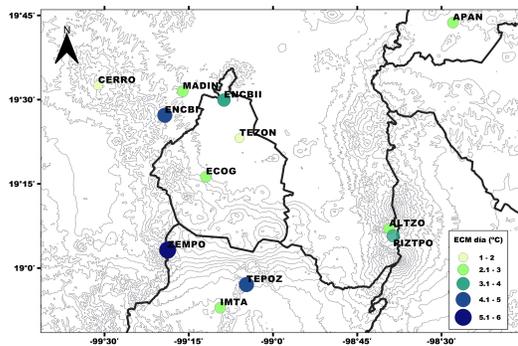
Estación	Clave	ECM	ECM día	ECM noche	Diferencia
Altzomoni	ALTZO	1.72	2.00	1.38	0.62
Apán	APAN	2.75	2.97	2.51	0.46
Cerro Catedral	CERRO	1.50	1.63	1.36	0.27
Ecoguardas	ECOG	2.42	2.91	1.79	1.12
ENCB I	ENCB I	4.89	4.58	5.19	0.61
ENCB II	ENCB II	3.33	3.78	2.82	0.96
IMTA	IMTA	2.22	2.56	1.82	0.74
Parque Ixta-Popo	PIZTPO	3.23	3.86	2.45	1.41
Presa Madín	MADIN	2.79	2.70	2.87	0.17
Tepoztlán	TEPOZ	3.29	4.38	1.57	2.81
Tezontle	TEZON	1.82	1.80	1.84	0.04
Zempoala	ZEMPO	4.21	5.10	3.07	2.07
	PROMEDIO	2.85	3.19	2.39	0.94

Tabla 4.1: ECM total para cada estación (columna 3), ECM promedio de las 00:00 a las 11:00 h (columna 4), ECM promedio de las 12:00 a las 23:00 h (columna 5) y la diferencia absoluta entre la columna 4 y 5 (columna 6).

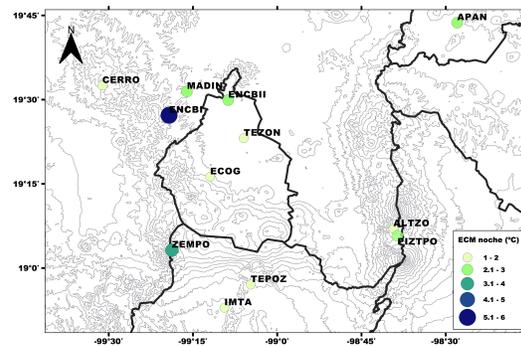
4.1. VALIDACIÓN DEL MODELO WRF



(a) ECM total



(b) ECM para el día



(c) ECM para la noche

Figura 4.1: Distribución espacial del ECM de la variable temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) para cada estación. ECM para el día considerando de las 00:00 a las 11:00 h, ECM para la noche considerando de las 12:00 a las 23:00 h.

4.2. Análisis del escenario de reforestación propuesto

Para comparar el efecto que produce el escenario de reforestación sobre la variable de temperatura en superficie, se realizaron mapas con el promedio considerando un periodo en el día de las 08:00 a 20:00 h y un periodo nocturno considerando el promedio de las 20:00 a 08:00 h. Los mapas fueron obtenidos tanto para la simulación de control, la cual a partir de ahora será referida como *condiciones actuales*, como para el escenario de reforestación. Posteriormente, se obtuvo un mapa con la diferencia promedio (**reforestación menos condiciones actuales**) mostrado para el día en la Figura 4.2 y uno para la noche en la Figura 4.3. Los valores positivos (colores fríos) representan temperaturas mayores para el escenario de reforestación en contraste con las condiciones actuales, mientras que valores negativos (colores cálidos) representan temperaturas mayores para las condiciones actuales.

En la Figura 4.2 se puede observar una diferencia aproximada de ± 0.35 °C entre ambas simulaciones numéricas sobre diferentes regiones del área de estudio. Sin embargo, sobre la región de humedal herbáceo (áreas delimitadas en contorno negro, al noreste de la Ciudad en Texoco) que fue reforestada con bosque mixto dentro del escenario de reforestación, se observa una variación cercana a 1 °C, siendo el humedal el que presenta una temperatura más baja. Para el periodo de las 20:00 a 08:00 h (Figura 4.3) la diferencia entre ambas simulaciones pueden alcanzar valores de hasta ± 0.5 °C. Las áreas que destacan son las regiones urbanas (áreas delimitadas en contorno rojo) en la simulación de control, las cuales son representadas con bosque mixto dentro del escenario de reforestación. Estas muestran diferencias cercanas a 2 °C con valor negativo, lo cual indica que durante este periodo las regiones urbanas tienen valores de temperatura más altos en comparación con el bosque mixto. Más adelante analizamos los flujos de calor sobre esta región.

4.2.1. Análisis de temperatura puntual para dos sitios de interés

La siguiente comparación se hizo seleccionando dos puntos dentro del área de estudio; con el objetivo de cuantificar el impacto del escenario de reforestación a escala local. El primer punto (**PV1**), dentro de las condiciones actuales corresponde a una región urbana, mientras que dentro del escenario de reforestación se encuentra dentro de uno de los polígonos de bosque mixto; el segundo punto (**PV2**) corresponde a un área de cultivo dentro de las condiciones actuales y a bosque mixto en el escenario de reforestación (Figura 4.4).

4.2. ANÁLISIS DEL ESCENARIO DE REFORESTACIÓN PROPUESTO

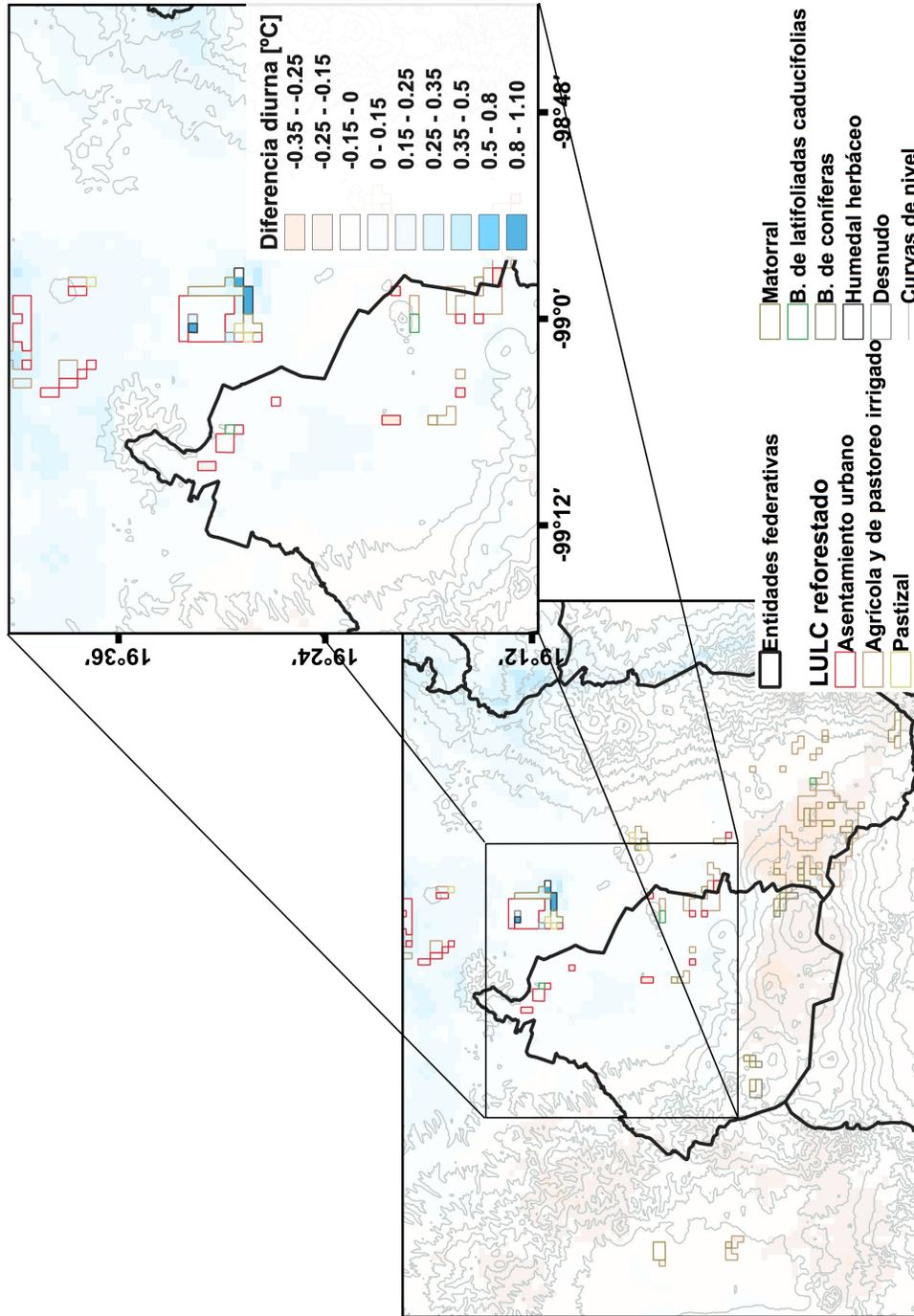


Figura 4.2: Distribución espacial de la diferencia en la temperatura superficial promedio de las 08:00 a las 20:00 h. Los contornos de colores muestran la cobertura de suelo sustituida por bosque mixto dentro de la simulación de reforestación.

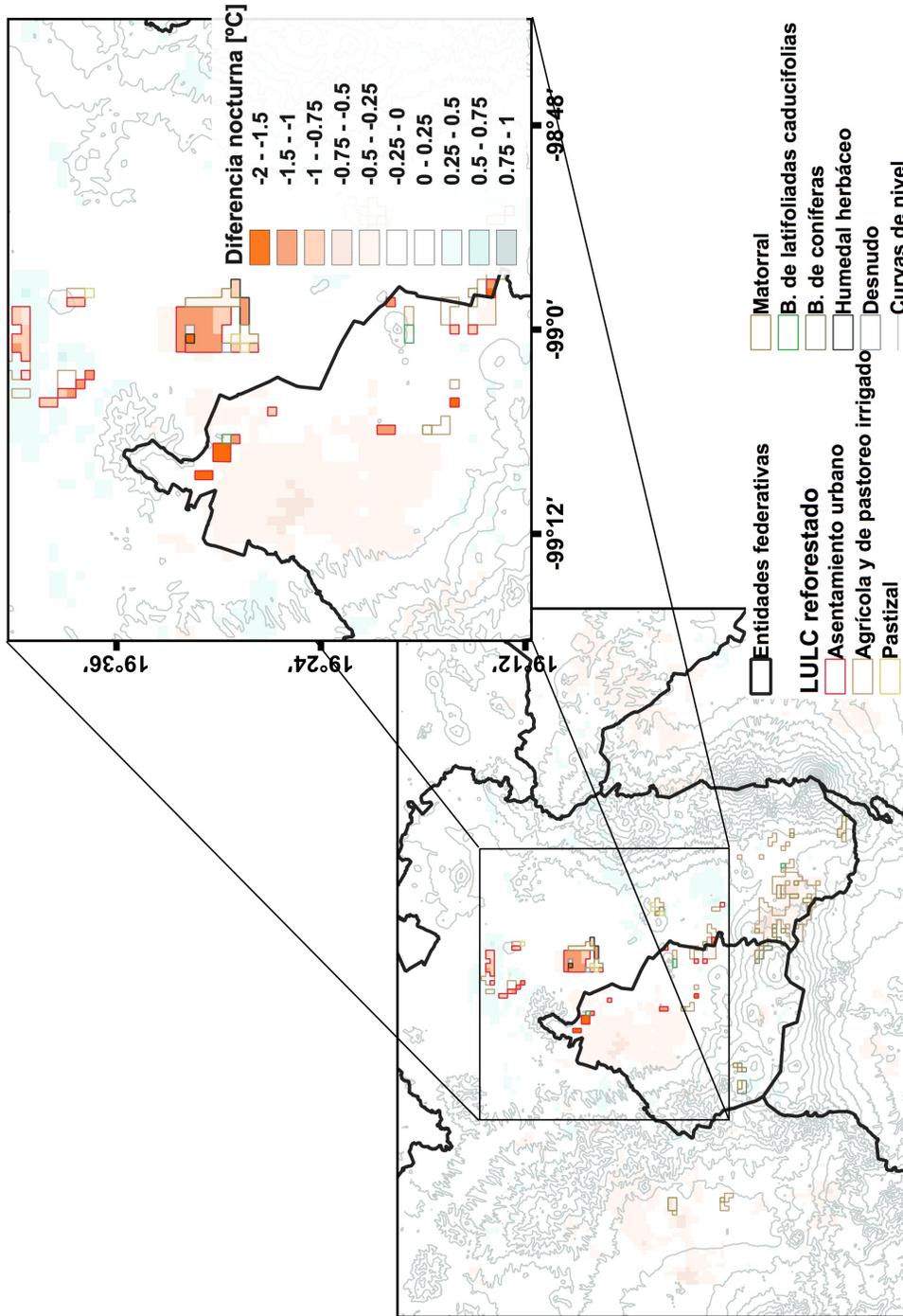


Figura 4.3: Distribución espacial de la diferencia en la temperatura superficial promedio de las 20:00 a las 08:00 h. Los contornos de colores muestran la cobertura de suelo sustituida por bosque mixto dentro de la simulación de reforestación.

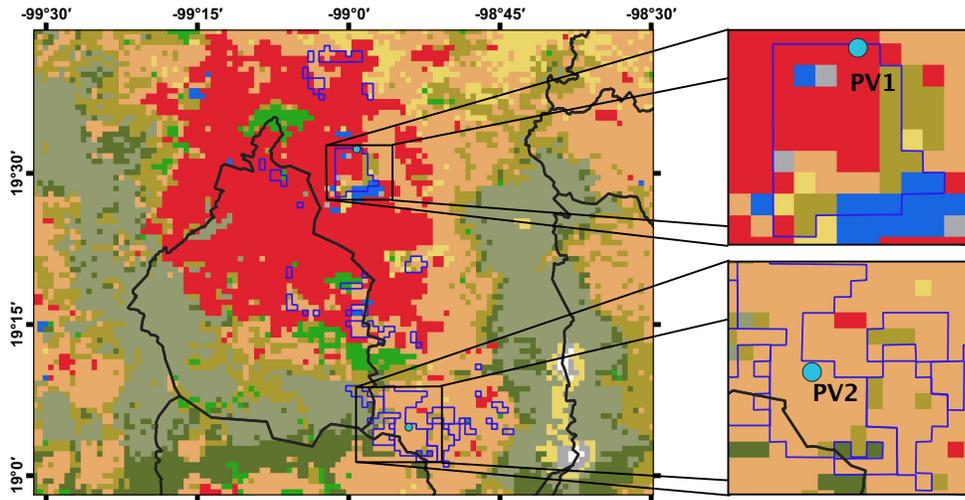


Figura 4.4: Ubicación de los puntos PV1 y PV2; en colores el LULC de las condiciones actuales, en contornos azules los polígonos de reforestación.

La serie de tiempo de la temperatura en superficie para el caso del **PV1** se muestra en la Figura 4.5, en ella podemos observar que las temperaturas máximas del bosque mixto se mantienen ligeramente por debajo de las temperaturas máximas presentes para la clase urbana. Sin embargo, esta diferencia no es tan marcada como en el caso de los valores de temperatura mínima. Un análisis de los valores de la temperatura máxima y mínima por día es hecho para obtener un valor promedio del periodo de estudio. Se calculó, a su vez, el rango diurno de temperatura (DTR), mediante la resta de la temperatura máxima menos la temperatura mínima para 24 h y el promedio de dichas diferencias para todo el periodo de simulación, con el objetivo de comparar la amplitud térmica sobre las diferentes coberturas de suelo. Dichos resultados son mostrados en la Tabla 4.2, donde se puede observar que el escenario de reforestación tiene un efecto de enfriamiento sobre la temperatura mínima de 1.04 °C en comparación con una zona urbana, sin observarse cambio sustancial sobre el valor de la temperatura máxima (-0.17 °C). Para el caso del DTR, el bosque mixto presentó un valor de 12.19 °C que difiere en 0.88 °C con respecto a una cobertura urbana. Esta diferencia en las temperaturas mínimas muestra que la presencia del bosque mixto otorga noches más frías que una región urbana.

Para el caso del **PV2** se obtuvo un comportamiento similar (Figura 4.6), con una diferencia menor sobre el valor promedio de la temperatura mínima (-0.49 °C), siendo nuevamente el bosque mixto el que otorga un ambiente más frío en comparación con la región de cultivo (Tabla 4.3) con una amplitud térmica de 8.77 °C con una diferencia de 0.35 °C con respecto a la región de cultivo. En el caso de la temperatura máxima el efecto observado fue muy similar al observado en el punto PV1 (-0.14 °C).

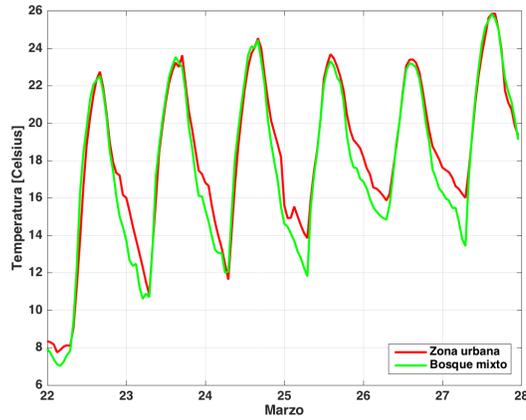


Figura 4.5: Serie de tiempo para la temperatura en superficie (en verde para bosque mixto dentro del escenario de reforestación, en rojo para zona urbana dentro de la simulación control) en el punto PV1.

	Promedio en Tmáx	Diferencia en Tmáx	Promedio en Tmín	Diferencia en Tmín	DTR	Diferencia de DTR
Bosque mixto (°C)	23.88	0.17	11.61	1.04	12.19	0.88
Urbano (°C)	23.96		12.65		11.31	

Tabla 4.2: Valores promedio de temperatura en superficie máxima (en morado) y mínima (en verde) para la cobertura urbana y de bosque mixto en el punto PV1.

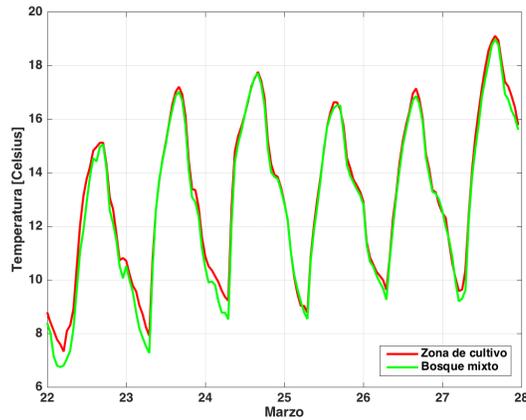


Figura 4.6: Serie de tiempo para la temperatura en superficie (en verde para bosque mixto dentro del escenario de reforestación, en rojo para la zona de cultivo dentro de la simulación control) en el punto PV2.

	Promedio en Tmáx	Diferencia en Tmáx	Promedio en Tmín	Diferencia en Tmín	DTR	Diferencia de DTR
Bosque mixto (°C)	17.02	0.14	8.25	0.49	8.77	0.35
Cultivo (°C)	17.16		8.73		8.42	

Tabla 4.3: Valores promedio de temperatura en superficie máxima (en morado) y mínima (en verde) para la cobertura de cultivo y de bosque mixto en el punto PV2.

4.2.2. Análisis de la temperatura en superficie por área

El siguiente análisis se realizó con la finalidad de acentuar el comportamiento de las coberturas de suelo analizadas puntualmente, para lo cual se consideraron regiones que se encuentran alrededor de las mismas ubicaciones de PV1 y PV2 (Figura 4.7). Se obtuvo el promedio de la temperatura en superficie sobre dichas áreas para cada hora de simulación y posteriormente se realizó el mismo análisis de temperaturas máximas y mínimos descritos en la sección 4.2.1.

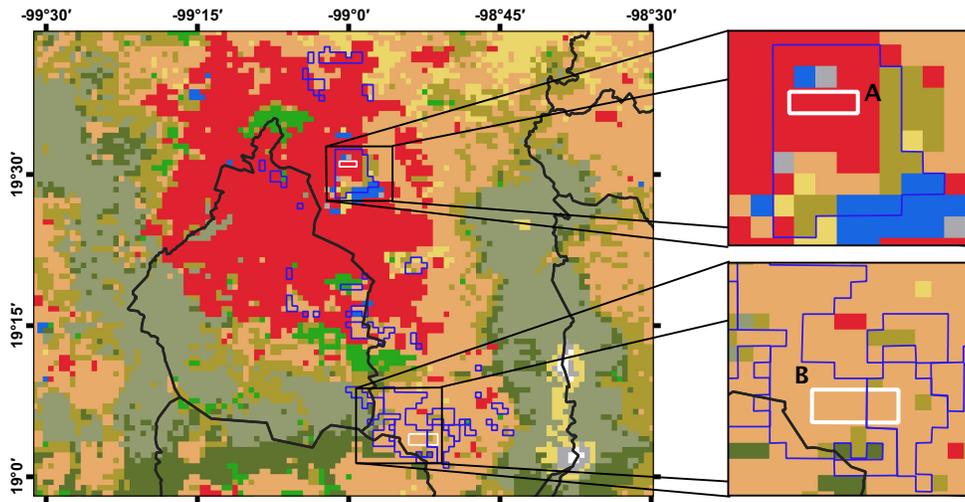


Figura 4.7: Ubicación de las áreas A y B en las ubicaciones de los puntos PV1 y PV2, respectivamente. A) cobertura urbana, B) cobertura de cultivo. En contornos azules se muestran las áreas que fueron sustituidas por bosque mixto dentro del escenario de reforestación.

Para el área **A**, que permite comparar una región urbana (condiciones actuales) con una región de bosque mixto (escenario de reforestación), se observa el comportamiento descrito para el punto PV1 (Figura 4.8). Para este caso se obtuvo una diferencia menor sobre las temperaturas mínimas (0.85 °C).

El efecto sobre la temperatura máxima se observó aún menor que en el análisis anterior, con un valor de 0.02 °C. La cobertura urbana presenta un valor mayor de temperatura máxima que la cobertura correspondiente a bosque mixto. De esta manera, el valor del DTR para el bosque mixto presentó una mayor amplitud (Tabla 4.4), obteniendo una diferencia con respecto a la región urbana de 0.83 °C.

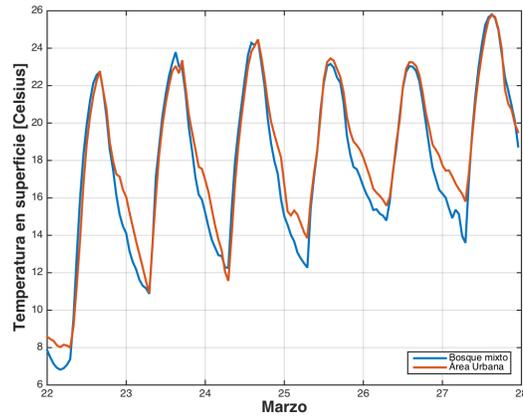


Figura 4.8: Serie de tiempo para la temperatura en superficie como promedio del área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.

	Promedio en Tmáx	Diferencia en Tmáx	Promedio en Tmín	Diferencia en Tmín	DTR	Diferencia de DTR
Bosque mixto (°C)	23.83	0.02	11.77	0.85	12.06	0.83
Urbano (°C)	23.85		12.62		11.23	

Tabla 4.4: Valores promedio de temperatura máxima (en morado) y mínima (en verde) en superficie para el uso de suelo urbano y de bosque mixto en el área A.

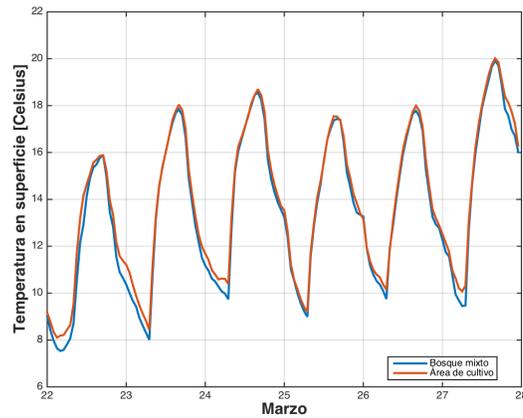


Figura 4.9: Serie de tiempo para la temperatura en superficie como promedio del área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.

	Promedio en Tmáx	Diferencia en Tmáx	Promedio en Tmín	Diferencia en Tmín	DTR	Diferencia de DTR
Bosque mixto (°C)	17.90	0.13	8.91	0.48	8.99	0.36
Cultivo (°C)	18.03		9.39		8.63	

Tabla 4.5: Valores promedio de temperatura en superficie máxima (en morado) y mínima (en verde) para el uso de suelo de cultivo y de bosque mixto en el área B.

Para el caso del área B los valores de temperatura (Figura 4.9) -y por lo tanto de DTR- se mantuvieron muy cercanos a los obtenidos para el análisis puntual PV2 (Tabla 4.5). Es decir, tanto la cobertura de bosque mixto como la cobertura de cultivo presentan un comportamiento térmico muy similar.

4.2.3. Análisis de los flujos de calor para el área A y B

Debido a la cantidad de humedad que provee el bosque mixto al ambiente, se espera que la energía proveniente del Sol sea invertida en el proceso de evaporación (calor latente) y no tanto en el calentamiento de la superficie terrestre (calor sensible) en comparación con la cobertura urbana y de cultivo. Por otro lado, se espera que durante las últimas horas del día el flujo de calor sensible vaya en dirección atmósfera-suelo para el caso de la región boscosa, mientras que para las otras coberturas se presente una dirección contraria, debido a que presentan valores de temperatura mínima mayores. O bien, en el caso de presentar un flujo en dirección similar al bosque mixto, este debe tener una menor magnitud. En la Figura 4.10 se observa la serie temporal del flujo de calor sensible como valor promedio para el área A. Los valores positivos corresponden a una transferencia de energía que va del suelo hacia la atmósfera, mientras que los negativos indican un flujo en dirección atmósfera-suelo. Al encontrarse, en su mayoría, valores positivos para el caso de la cobertura urbana podemos inferir que el suelo urbano usualmente presenta una mayor temperatura que la atmósfera exceptuando los días 25 y 27 de marzo, incluso en los días que presenta valores negativos podemos ver que el intercambio de energía en dirección hacia el suelo es menor que para el caso del bosque mixto produciendo de esta forma una atmósfera más cálida en comparación con este último.

Un aspecto que resalta es que pareciera que el bosque mixto presenta un mayor flujo de calor sensible durante el día al observar los valores máximos de la Figura 4.10. Desde la Figura 4.11, la cual representa la aproximación de la integral acumulativa a 24 h, mediante el método trapezoidal, para el periodo de simulación, podemos notar que la superficie urbana presenta mayor cantidad de flujo de calor sensible en ciertos días, a su vez, el bosque mixto durante las últimas horas del día muestra una pendiente negativa lo cual no es observable para la cobertura urbana. Estos valores corresponden con el cambio de signo del flujo de calor sensible al darse en dirección atmósfera-suelo durante la noche; lo cual a su vez explica las diferencias obtenidas sobre las temperaturas mínimas descritas en la sección 4.2.1 y que también fueron observables en el análisis de temperatura en superficie de la sección 4.2.2.

En la serie temporal del flujo de calor latente (Figura 4.12) se observa una enorme diferencia entre la energía utilizada para el cambio de fase del agua debida a la presencia de humedad sobre ambas coberturas de suelo que es confirmada por la aproximación de la integral acumulativa a 24 h mostrada en la Figura 4.13; donde la región boscosa acumula una mayor cantidad de flujo de calor latente en cada día durante el periodo de simulación. Para los días 25, 26 y 27 de marzo, los valores mínimos de la serie de tiempo de bosque mixto no se acercan al -o comienzan a

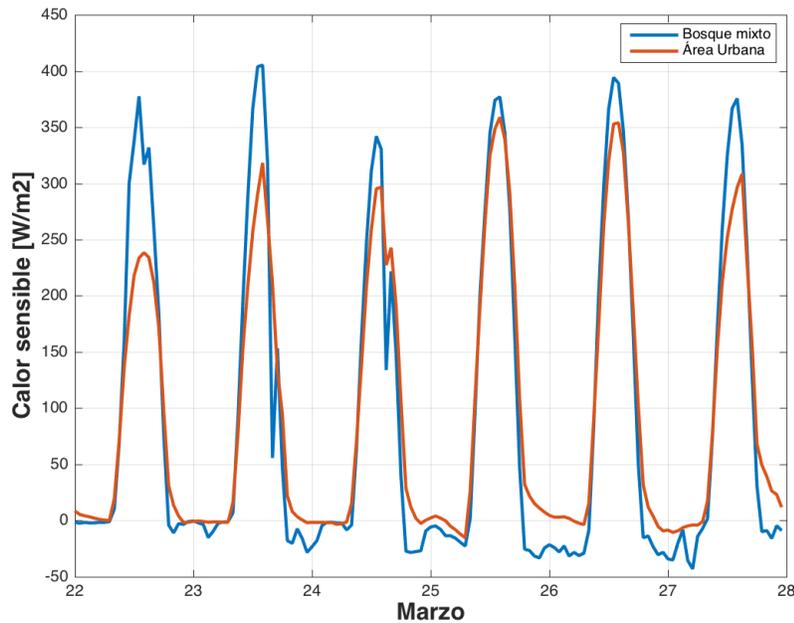


Figura 4.10: Serie de tiempo para el flujo de calor sensible como promedio del área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.

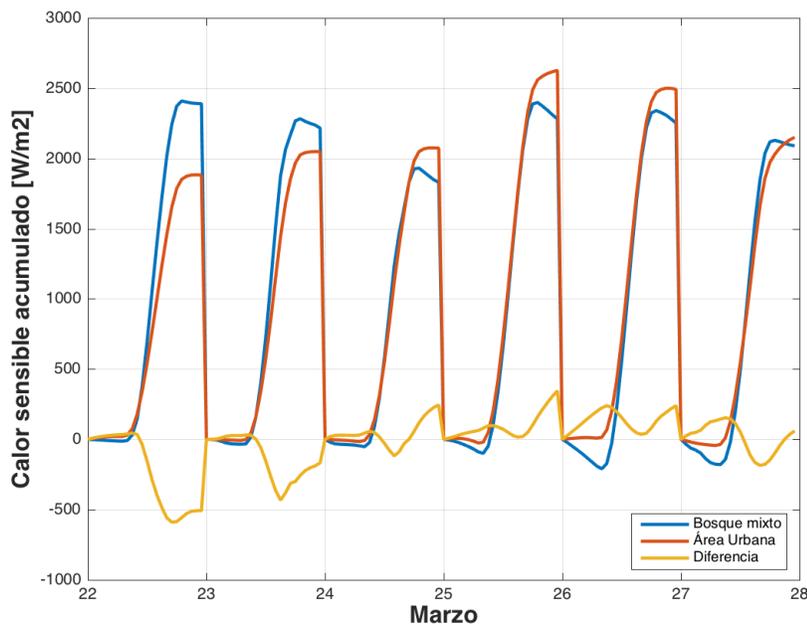


Figura 4.11: Integral acumulativa del flujo de calor sensible a 24 h para el área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En amarillo se muestra la diferencia de las integrales acumulativas considerando *área urbana (control) – bosque mixto (reforestación)*.

alejarse- del valor cero.

Si comparamos con los valores de temperatura para estos días (Figura 4.8) notamos que dichos valores mínimos se corresponden con noches cálidas dentro del periodo de estudio. En esas noches hubo suficiente energía y humedad para que siguiera dándose el proceso de cambio de fase del agua.

Para comparar ambos flujos de calor, se obtuvo la serie temporal de la razón de Bowen. En el panel b) de la Figura 4.14, que muestra un acercamiento a la serie temporal de la razón de Bowen (Figura 4.14a), los valores cercanos a cero representan una buena compensación entre ambos flujos, mientras que los valores alejados de cero representan una predominancia del calor sensible ante el calor latente. En el caso de suelo urbano se pueden observar una mayor cantidad de valores positivos alejados del cero. Por otro lado, durante las últimas horas del día en la región de bosque mixto, se alcanza un equilibrio entre ambos flujos de calor antes que para la región urbana con un desfase aproximado de 2 a 3 horas (delimitados por las líneas negras). Para el día 25 de marzo podemos ver que incluso el desfase es mucho mayor, es decir, que esa noche el flujo de calor sensible predominó ante el flujo de calor latente hasta aproximadamente las 3:00 am del día siguiente (26 de marzo) dejando pocas horas para la compensación de ambos flujos. Si comparamos con el análisis hecho sobre la temperatura superficial (Figura 4.8) podemos notar que se corresponde con las noches más cálidas observadas durante nuestra simulación.

El bosque mixto muestra algunos picos, sobre todo negativos, que corresponden a valores negativos de calor sensible, es decir, que estos son observables durante la noche cuando la transferencia de calor va desde la atmósfera hacia el suelo y donde, como se mostró anteriormente, el flujo de calor latente suele ser cercano a cero.

Para el caso del área B podemos notar desde la Figura 4.15 y la Figura 4.17 que la cobertura boscosa y la de cultivo presentan valores y comportamientos muy cercanos y que las temperaturas más bajas (presentes durante la noche) en la Figura 4.9, son debidas principalmente a la diferencia que existe en el flujo de calor sensible durante la noche entre ambas coberturas. El bosque, al presentar mayor flujo de calor sensible durante la noche (Figura 4.16), indica que el contraste de temperaturas atmósfera-suelo es mayor que en el caso de la región de cultivo, es decir, la atmósfera está cediendo mayor cantidad de energía y por ello dicha región presenta temperaturas más bajas para este periodo del día. Al mismo tiempo, aunque la diferencia es pequeña, la región boscosa también invierte mayor energía en forma de calor latente en comparación con la región de cultivo como se muestra en la Figura 4.18.

Al comparar ambos flujos de calor (Figura 4.19) seguimos notando la similaridad que existe en el comportamiento sobre ambos usos de suelo, difiriendo en ciertas ocasiones en las magnitudes de los máximos y mínimos.

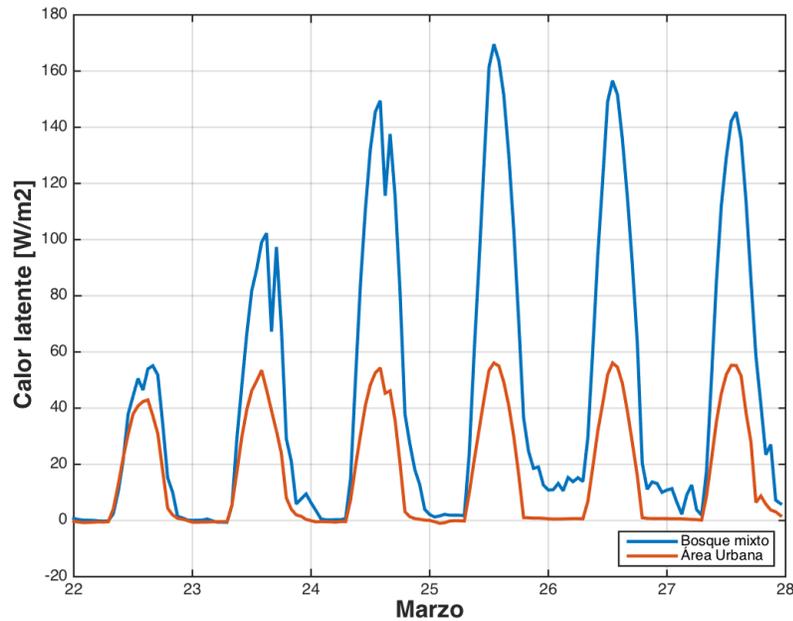


Figura 4.12: Serie de tiempo para el flujo de calor latente para el área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.

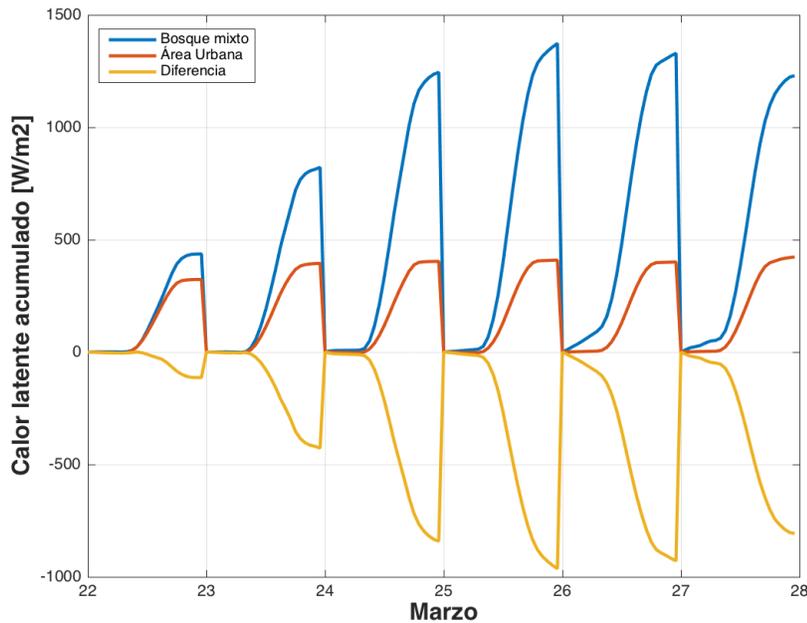


Figura 4.13: Integral acumulativa del flujo de calor latente a 24 h para el área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En amarillo se muestra la diferencia de las integrales acumulativas considerando *área urbana (control) – bosque mixto (reforestación)*.

4.2. ANÁLISIS DEL ESCENARIO DE REFORESTACIÓN PROPUESTO

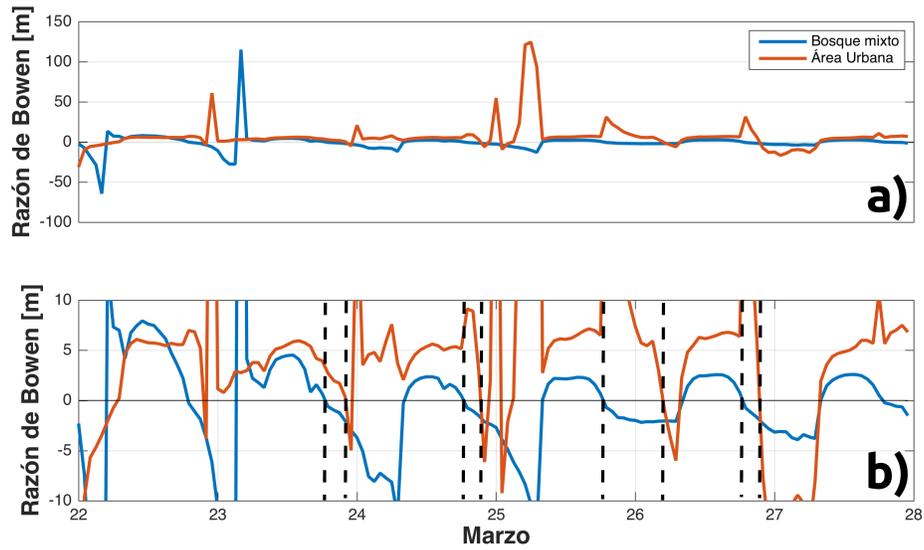


Figura 4.14: En a) se muestra la serie de tiempo para la razón de Bowen en el área A, correspondiente a cobertura urbana (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En b) se muestra un acercamiento a la serie temporal del panel a), en líneas negras punteadas se indica la compensación entre los flujos de calor sensible y latente para las últimas horas de diferentes días.

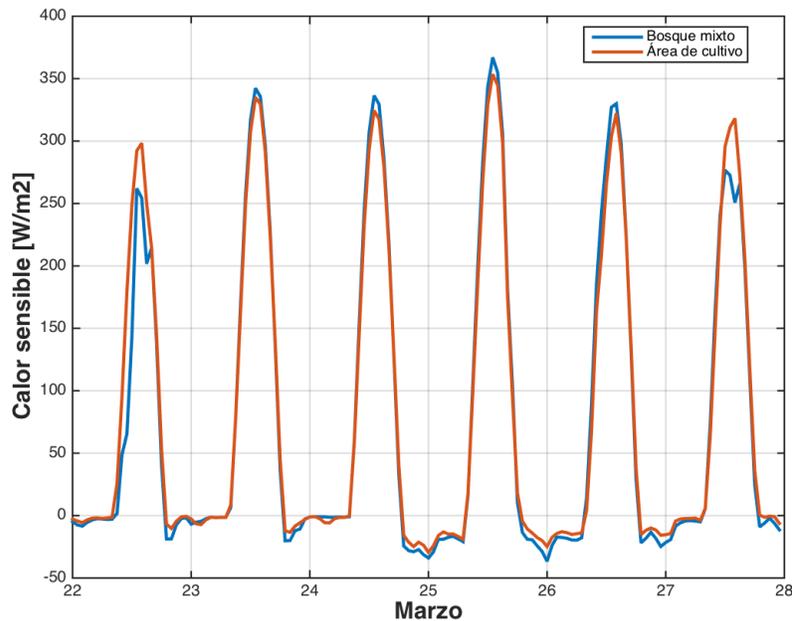


Figura 4.15: Serie de tiempo para el flujo de calor sensible para el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.

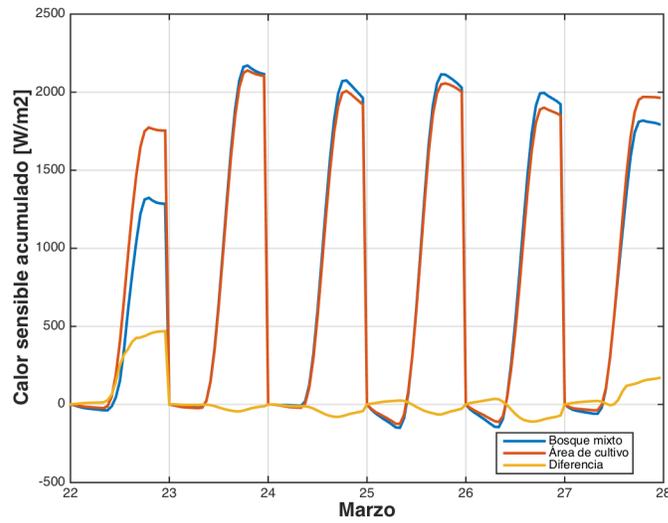


Figura 4.16: Integral acumulativa del flujo de calor sensible a 24 h para el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En amarillo se muestra la diferencia de las integrales acumulativas considerando *área de cultivo (control)* – *bosque mixto (reforestación)*.

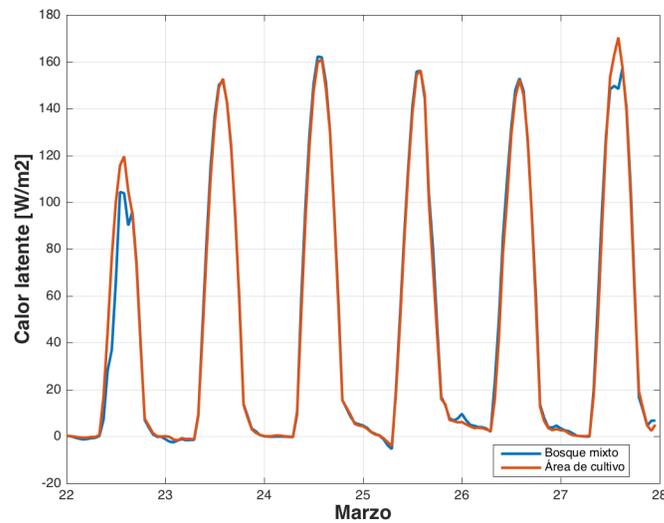


Figura 4.17: Serie de tiempo para el flujo de calor latente para el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación.

4.2. ANÁLISIS DEL ESCENARIO DE REFORESTACIÓN PROPUESTO

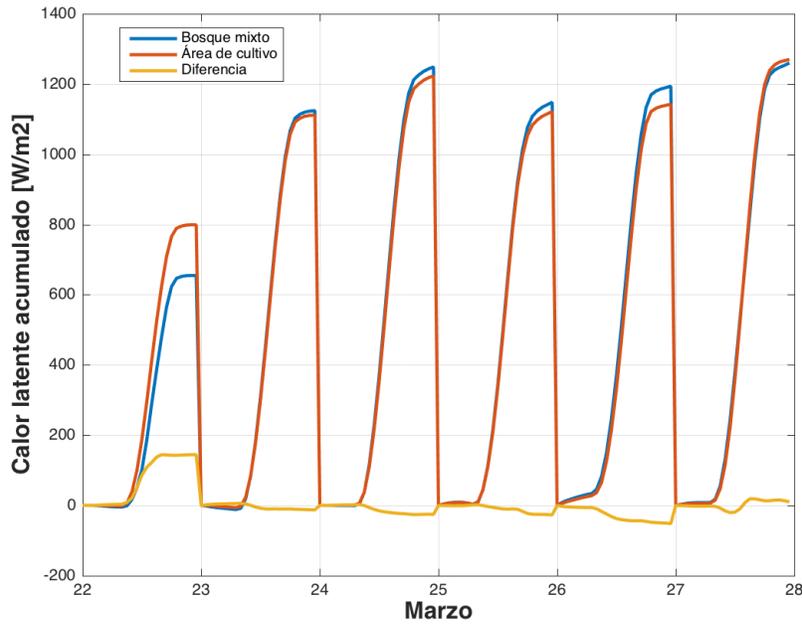


Figura 4.18: Integral acumulativa del flujo de calor latente a 24 h para el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En amarillo se muestra la diferencia de las integrales acumulativas considerando *área de cultivo (control)* – *bosque mixto (reforestación)*.

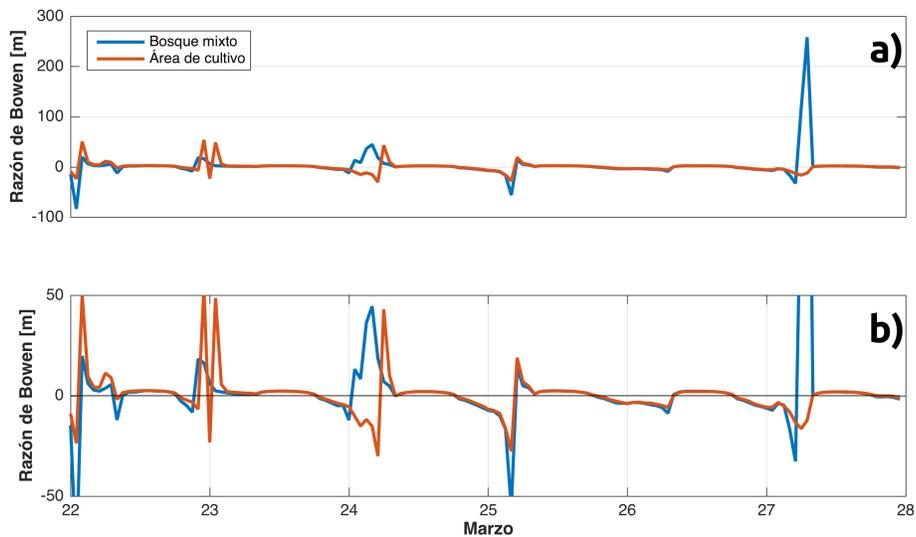


Figura 4.19: En a) se muestra la serie de tiempo para la razón de Bowen en el área B, correspondiente a uso de suelo de cultivo (en naranja) dentro de la simulación control y a bosque mixto (en azul) dentro del escenario de reforestación. En b) se muestra un acercamiento a la serie temporal del panel a).

4.2.4. Análisis regional por transectos

Para evaluar el comportamiento a una escala regional se seleccionaron tres transectos latitudinales, dos que pasan por el punto PV1 y PV2 (nombrados URB y CULT respectivamente), y el tercero poniendo atención en que no contuviera ningún polígono de reforestación (CONT), cuya finalidad fue representar un comportamiento control en el supuesto de que las áreas de reforestación no tuviesen un impacto regional muy marcado 4.20.

Para el siguiente análisis se calculó el promedio horario de la variable de temperatura en superficie para todo el periodo de estudio (22 de marzo a las 00:00 h al 27 de marzo a las 23:00 del año 2016) obteniendo así un valor a lo largo de cada transecto para cada hora del día.

En las Figuras 4.21, 4.22 y 4.23, dentro del panel superior, las líneas sólidas representan la simulación con el escenario de reforestación quedando la simulación de control representada por las líneas discontinuas. Cada color representa la temperatura promedio para diferentes horas del día. En estas figuras solamente son mostradas 7 horas del día, con la finalidad de mostrar los cambios más representativos para las diferentes coberturas de suelo (00:00, 03:00, 05:00, 10:00, 15:00, 21:00 y 23:00). El panel inferior representan el uso de suelo de la simulación control (SC) y la simulación con el escenario de reforestación (SE), respectivamente. Los colores se corresponden con la clasificación de la USGS (Figura 3.2, lado derecho), donde los principales a recordar para este análisis serán el color rojo, representando una región urbana; el color verde grisáceo, observable en la región de -99.4° de longitud en la Figura 4.21, representando regiones con bosque de coníferas que se encuentran confinadas principalmente a las regiones montañosas del área de estudio; y por último, el tono verde que se encuentra a la derecha del anterior, representa una región con bosque mixto, el cual será el color que difiera entre ambos paneles para el caso de la Figura 4.22 y 4.23.

En el transecto CONT (Figura 4.21) se observa la similitud en el comportamiento de ambas simulaciones, variando en la magnitud para ciertos puntos dentro del transecto. En la región Este de los -98.6° , donde al encontrarse dentro de la región de volcanes Izta-Popo, como se mencionó en la sección 3.5, el modelo podría tener problemas para resolver los procesos turbulentos debidos a fenómenos como la brisa valle-montaña observable principalmente durante la noche (23:00, 00:00, 03:00 y 05:00) ya que es cuando se produce un enfriamiento diferenciado, siendo más rápido sobre las laderas respecto del valle provocando el descenso de las masas de aire con dirección al valle.

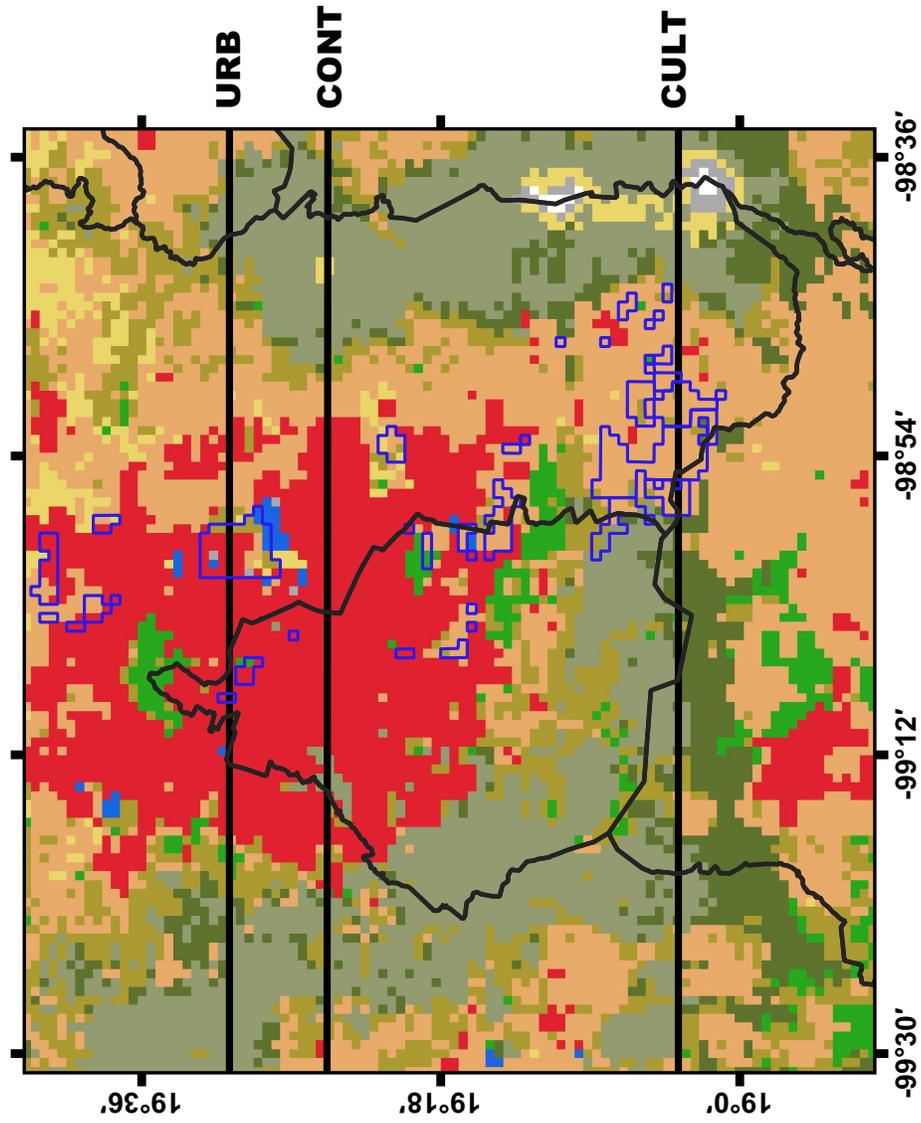


Figura 4.20: Transectos seleccionados para el análisis regional, el primero URB, seguido por CONT y al último CULT

Un fenómeno importante observable en esta misma imagen, es el contraste de temperatura que se da entre las regiones montañosas y la región urbana conocido como isla de calor. Podemos ver a lo largo de las horas la evolución de la amplitud de la burbuja de aire caliente, comenzando con una baja amplitud durante las primeras horas del día (00:00, 03:00 y 05:00) y aumentando conforme la luz solar va calentando la tierra (10:00 h) para llegar a amplitudes grandes durante la tarde (15:00 h) y volver a disminuir conforme oscurece.

Para la longitud de -99 en la Figura 4.22 (transecto URB), donde se sustituye una área urbana por un área de bosque mixto dentro de la SE (región delimitada por las líneas negras punteadas), podemos notar diferencias en la magnitud de la temperatura entre ambas simulaciones cercanas a 1 °C para las 00:00, así como para las 23:00, siendo la SE la que presenta el menor valor. El mismo comportamiento se observa para las 03:00 y las 05:00 h con una diferencia menor. A las 10:00 h los mayores valores de temperatura los presenta la SC con una diferencia aproximada de 0.5 °C, lo cual puede deberse al valor de albedo que maneja el modelo de superficie Noah («The Noah land surface model in WRF: a short tutorial») seleccionado en la configuración del modelo WRF (0.15 urbano, 0.12 bosque mixto).

Como podemos notar, la amplitud de la isla de calor no se ve modificada por la sustitución de una cobertura de suelo urbano por una cubierta forestal (en las dimensiones hechas para el presente trabajo), siendo -posiblemente- la magnitud de la isla de calor tal, que el efecto que la presencia del bosque se ve amortiguado. Sin embargo, el efecto de esta pequeña área reforestada puede observarse en determinadas horas del día principalmente horas nocturnas.

En la figura 4.23 se muestra que la diferencia de temperaturas en el transecto CULT, al sustituir suelo de cultivo por uno de bosque mixto (entre la región de los -99 a -98.8°), es de menor magnitud que para el caso anterior, alcanzando una diferencia aproximada de 0.5 °C en una escala local. La región Este de la longitud de -98.6 se ve afectada por el mismo fenómeno debido la presencia de orografía explicado para el transecto CONT.

4.2. ANÁLISIS DEL ESCENARIO DE REFORESTACIÓN PROPUESTO

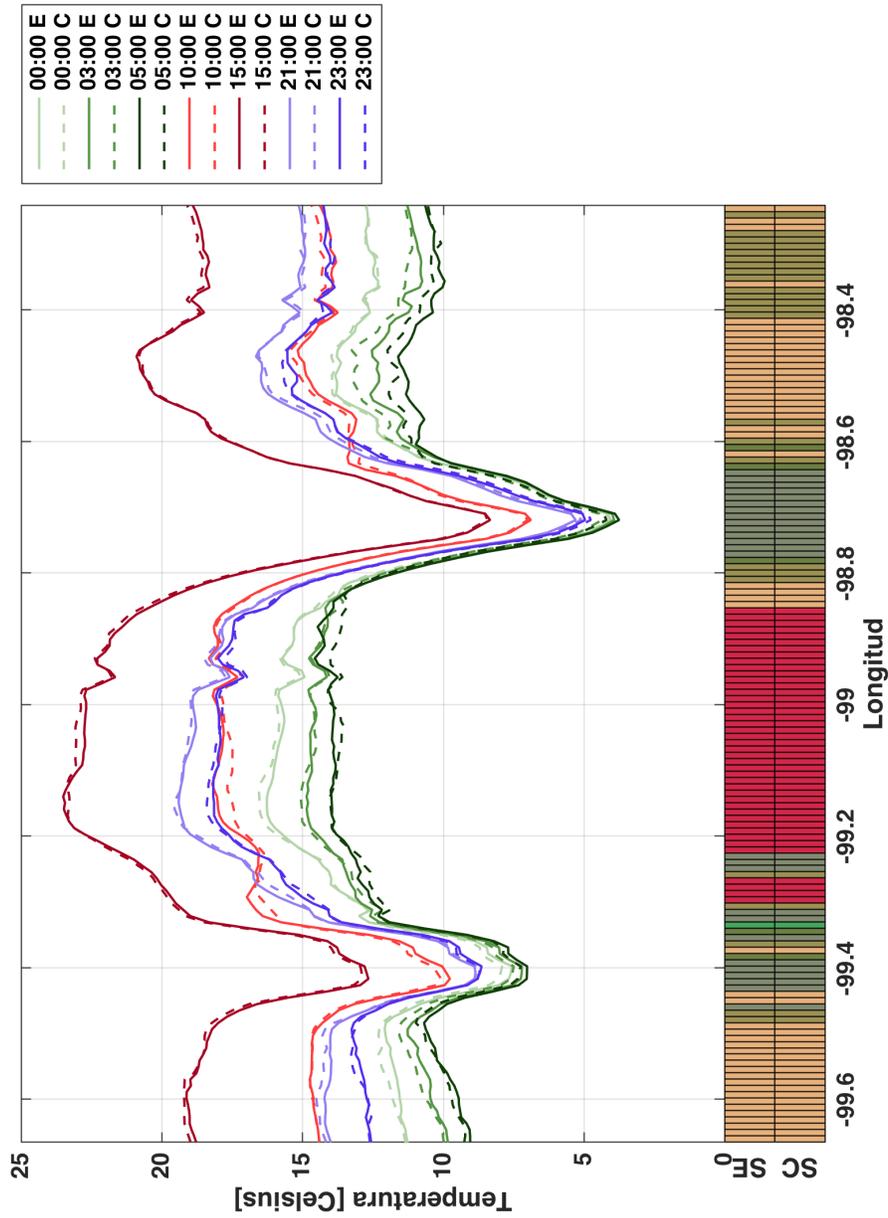


Figura 4.21: Comparación de los promedios horarios de la temperatura en superficie entre las simulaciones numéricas (control en líneas punteadas, escenario de reforestación en líneas sólidas) para diferentes horas del día sobre el transecto CONT considerando un periodo del 22 de marzo a las 00:00 h al 27 de marzo a las 23:00 del año 2016.

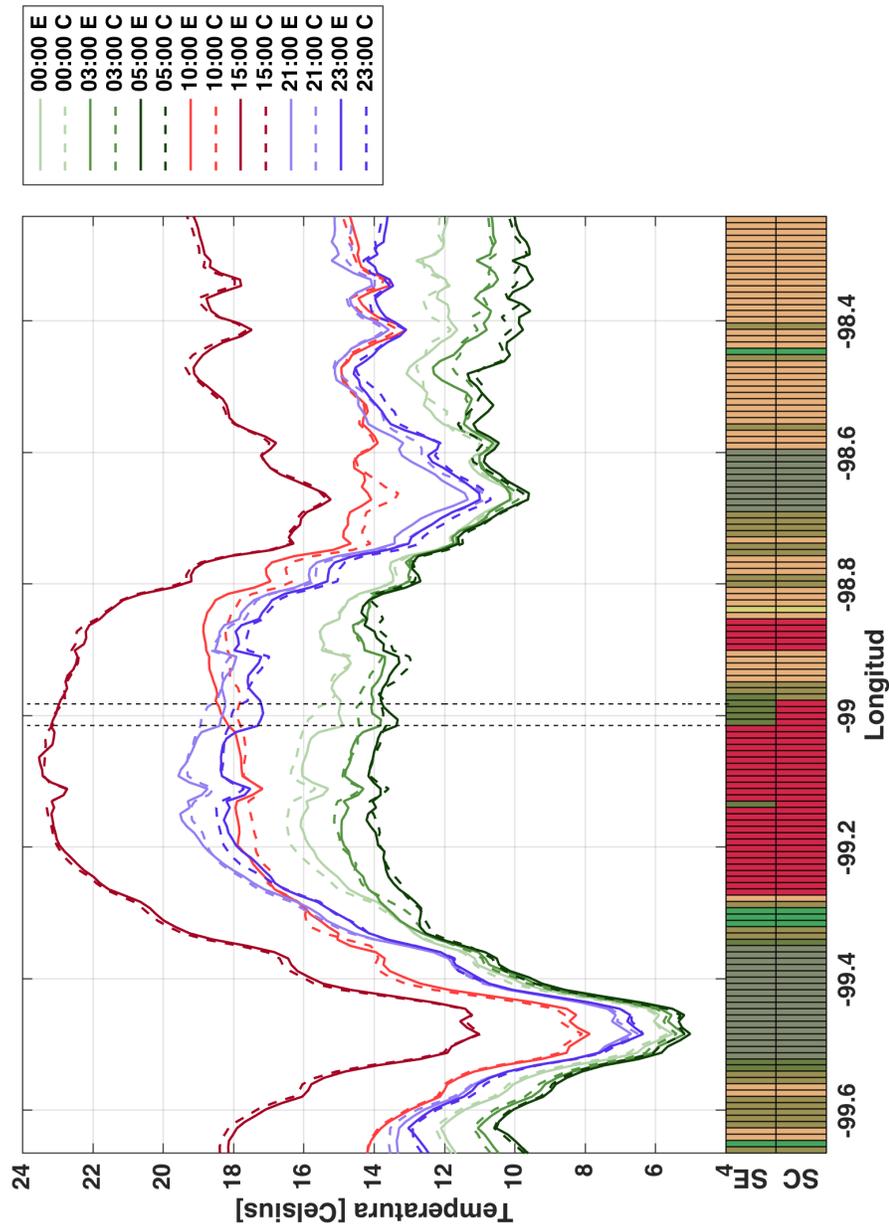


Figura 4.22: Comparación de los promedios horarios de la temperatura en superficie entre las simulaciones numéricas (control en líneas punteadas, escenario de reforestación en líneas sólidas) para diferentes horas del día sobre el transecto URB considerando un periodo del 22 de marzo a las 00:00 h al 27 de marzo a las 23:00 del año 2016.

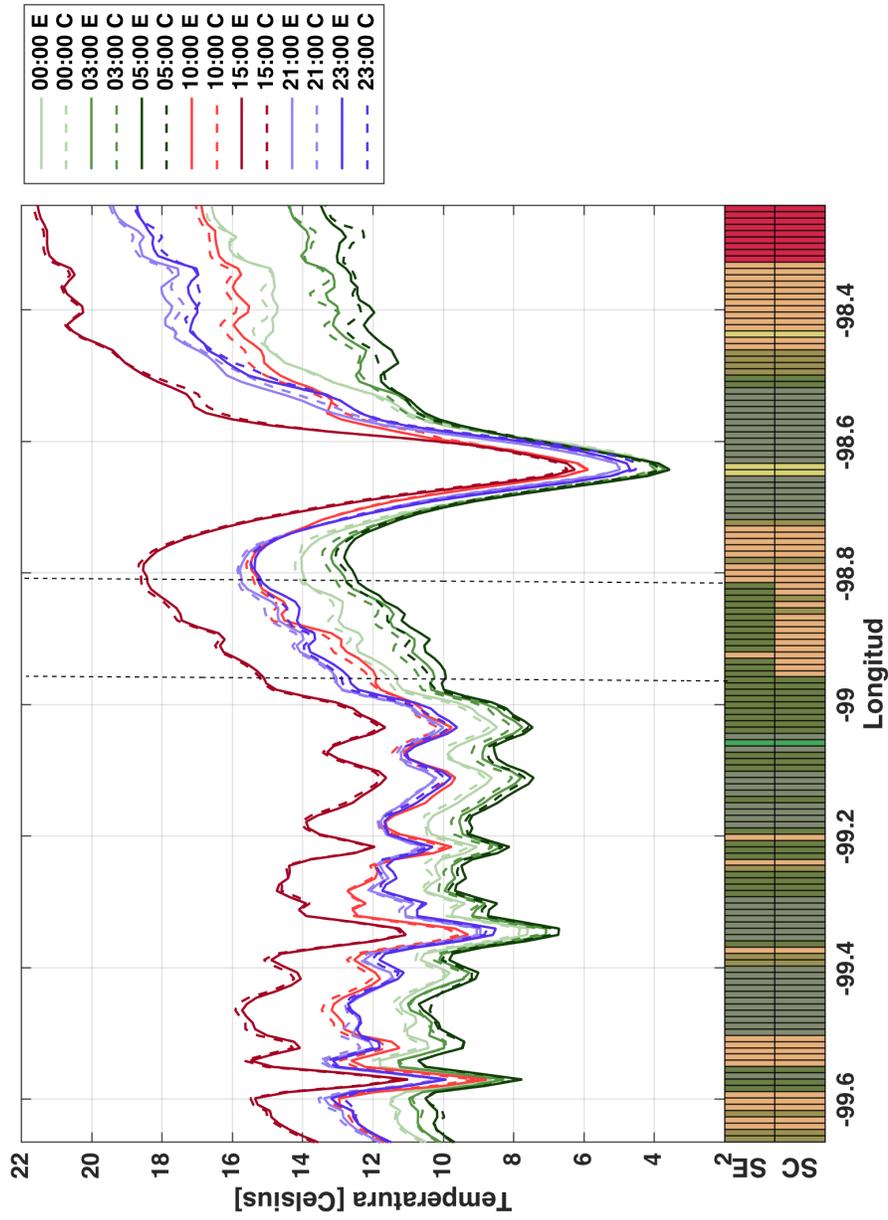


Figura 4.23: Comparación de los promedios horarios de la temperatura en superficie entre las simulaciones numéricas (control en líneas punteadas, escenario de reforestación en líneas sólidas) para diferentes horas del día sobre el transecto CULT considerando un periodo del 22 de marzo a las 00:00 h al 27 de marzo a las 23:00 del año 2016.

Capítulo 5

Conclusiones

Dentro del proceso de verificación del pronóstico de temperatura en superficie, obtenido mediante el modelo WRF para un periodo de secas del 22 al 27 de marzo, se observó dentro de nuestra área de estudio una adecuada representación del ciclo diurno de la temperatura del aire, teniendo problemas para representar la magnitud de la misma, subestimando los valores máximos y sobreestimando los valores mínimos.

Por otro lado, la distribución espacial del error cuadrático medio mostró estar influenciada por la ubicación dentro del área de estudio, siendo las regiones de laderas las que mayor error presentaron; sugiriendo una pobre capacidad del modelo para representar procesos turbulentos relacionados con eventos meteorológicos como son las brisas valle-montaña, lo cual puede estar relacionado con la configuración del modelo o la resolución espacial empleada para el presente trabajo.

Conforme a los resultados obtenidos durante este trabajo de investigación y de acuerdo con la configuración empleada en el modelo WRF, se observó que la reforestación con bosque mixto puede disminuir la temperatura del aire en 0.5 a 1 °C. Esto dependiendo de la cobertura de suelo que sea reemplazada dentro de la región.

Por otro lado, la dinámica entre los flujos de calor propicia que existan temperaturas mínimas más bajas sobre las áreas reforestadas en contraste con las cobertura urbana y de cultivo (1.04 °C y 0.49 °C, respectivamente). Las temperaturas máximas no se ven modificadas de una forma sustancial, por lo tanto el efecto de la reforestación se observa durante las horas de la noche como lo observaron Trihandani *et.al.* (2015).

Si bien el efecto observado en este análisis es a una escala local (sólo sobre el área reforestada), podría estar influenciado por la magnitud de la isla de calor de la Ciudad de México. Debido a esto es necesario estudiar un plan de reforestación a mayor escala donde se cuantifique cuánta vegetación, en conjunto con su distribución, es requerida para aminorar los efectos que la Ciudad tiene sobre la temperatura en superficie. Otro aspecto a estudiar es el referente al impacto de ideas con estrategias espaciales como son las azoteas verdes; aunque en este trabajo se analizaron posibles puntos urbanos transformados a cobertura forestal, es preciso definir la viabilidad de dichas transformaciones con la vegetación adecuada para azoteas verdes. Si bien hay

trabajos que muestran que es posible tener plantaciones de árboles en las azoteas verdes (Jim y Tsang, 2011), es necesario ver su aplicación en el contexto de nuestra Ciudad.

El modelo WRF, como en general los modelos numéricos, reproducen una versión simplificada de la realidad por lo que se debe estudiar con cuidado la calidad con la que representan diferentes procesos de interés dentro de un área de estudio; sin embargo, los resultados presentados en este trabajo se basan en el análisis y comparación contra una simulación control, a partir de la cual es posible ignorar el sesgo si suponemos que este es el mismo para los demás experimentos. Esta suposición podemos hacerla ya que las condiciones iniciales y de frontera se mantuvieron para todas las simulaciones.

Actualmente, los modelos atmosféricos en conjunto con los modelos de superficie son adecuados para evaluar algunos impactos del cambio de uso de suelo, sin embargo hay aspectos que no son profundamente considerados, como es la dinámica estacional de la vegetación que afecta variables meteorológicas como el albedo y la evapotranspiración, y que están relacionadas con la adecuada simulación de eventos de precipitación, así como de la temperatura superficial del aire.

Por otro lado, los modelos atmosféricos no son capaces de usar la clasificación de cobertura de suelo de una forma directa, sino que asocian a cada miembro de la clasificación valores específicos de parámetros físicos como son la rugosidad, capacidad térmica, albedo, etc. Por lo que también se debe prestar atención en que exista una buena representación entre estos dos aspectos.

Anexo A

A.1. namelist.input

```

&time_control
run_days           = 0,
run_hours          = 0,
run_minutes        = 0,
run_seconds        = 0,
start_year         = 2016, 2016, 2016,
start_month        = 03, 03, 03,
start_day          = 21, 21, 21,
start_hour         = 00, 00, 00,
start_minute       = 00, 00, 00,
start_second       = 00, 00, 00,
end_year           = 2016, 2016, 2016,
end_month          = 03, 03, 03,
end_day            = 29, 29, 29,
end_hour           = 00, 00, 00,
end_minute         = 00, 00, 00,
end_second         = 00, 00, 00,
interval_seconds   = 21600
input_from_file    = .true.,.true.,.true.,
history_interval   = 180, 60, 60,
frames_per_outfile = 1000, 1000, 1000,
restart            = .false.,
restart_interval   = 5000,
io_form_history    = 2
io_form_restart    = 2
io_form_input      = 2
io_form_boundary   = 2
debug_level        = 0
/

&domains
time_step          = 60,
time_step_fract_num = 0,
time_step_fract_den = 1,
max_dom            = 3,
e_we               = 30.5, 61, 151.5,
e_sn               = 30, 52, 101.5,
e_vert             = 60, 60, 60,
eta_levels         = 1.0000, 0.9975, 0.9950, 0.9925,
0.9900,
0.9875, 0.9850, 0.9825, 0.9800,
0.9750, 0.9700, 0.9650, 0.9600, 0.9500,
0.9400, 0.9300, 0.9100, 0.8900, 0.8700,
0.8500, 0.8129, 0.7759, 0.7388, 0.7018,
0.6647, 0.6276, 0.5906, 0.5535, 0.5165,
0.4794,

```

```

0.2941,          0.4423, 0.4053, 0.3682, 0.3312,
0.1495,          0.2593, 0.2276, 0.1989, 0.1730,
0.0700,          0.1289, 0.1110, 0.0954, 0.0818,
0.0301,          0.0596, 0.0506, 0.0428, 0.0360,
0.0100,          0.0249, 0.0204, 0.0164, 0.0130,
0.0000,          0.0074, 0.0052, 0.0032, 0.0015,
p_top_requested  = 1000,
num_metgrid_levels = 38,
num_metgrid_soil_levels = 4,
dx                = 15000, 5000, 1000,
dy                = 15000, 5000, 1000,
grid_id           = 1,    2,    3,
parent_id         = 1,    1,    2,
i_parent_start    = 1,    4,    17,
j_parent_start    = 1,    4,    14,
parent_grid_ratio = 1,    3,    5,
parent_time_step_ratio = 1,  3,  5,
feedback          = 1,
smooth_option     = 0
/

&physics
mp_physics        = 9,    9,    9,
ra_lw_physics     = 1,    1,    1,
ra_sw_physics     = 1,    1,    1,
radt              = 30,   30,   30,
sf_sfclay_physics = 1,    1,    1,
sf_surface_physics = 2,    2,    2,
bl_pbl_physics    = 1,    1,    1,
bldt              = 0,    0,    0,
cu_physics        = 2,    2,    2,
cudt              = 5,    5,    5,
isfflx            = 1,
ifsnow            = 1,
icloud            = 1,
surface_input_source = 1,
num_soil_layers   = 4,
num_land_cat      = 24,
sf_urban_physics  = 1,    1,    1,
/

&fdda
/

```

A.1. NAMELIST.INPUT

```
&dynamics
w_damping          = 0,
diff_opt           = 1,      1,      1,
km_opt             = 4,      4,      4,
diff_6th_opt       = 0,      0,      0,
diff_6th_factor    = 0.12,  0.12,  0.12,
base_temp          = 290.
damp_opt           = 0,
zdamp              = 5000., 5000., 5000.,
dampcoef           = 0.2,   0.2,   0.2,
khdif              = 0,      0,      0,
kvdif              = 0,      0,      0,
non_hydrostatic    = .true., .true., .true.,
moist_adv_opt      = 1,      1,      1,
scalar_adv_opt     = 1,      1,      1,
/

&bdy_control
spec_bdy_width     = 5,
spec_zone          = 1,
relax_zone         = 4,
specified          = .true., .false., .false.,
nested             = .false., .true., .true.,
/

&grib2
/

&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups = 1,
/
```

Figura A.1: Namelist.input para la configuración del modelo WRF, empleada en el presente trabajo.

A.2. Evaluación anual y mensual de 14 EMAs presentes en los estados de Hidalgo, Morelos, Edo. México y CDMX

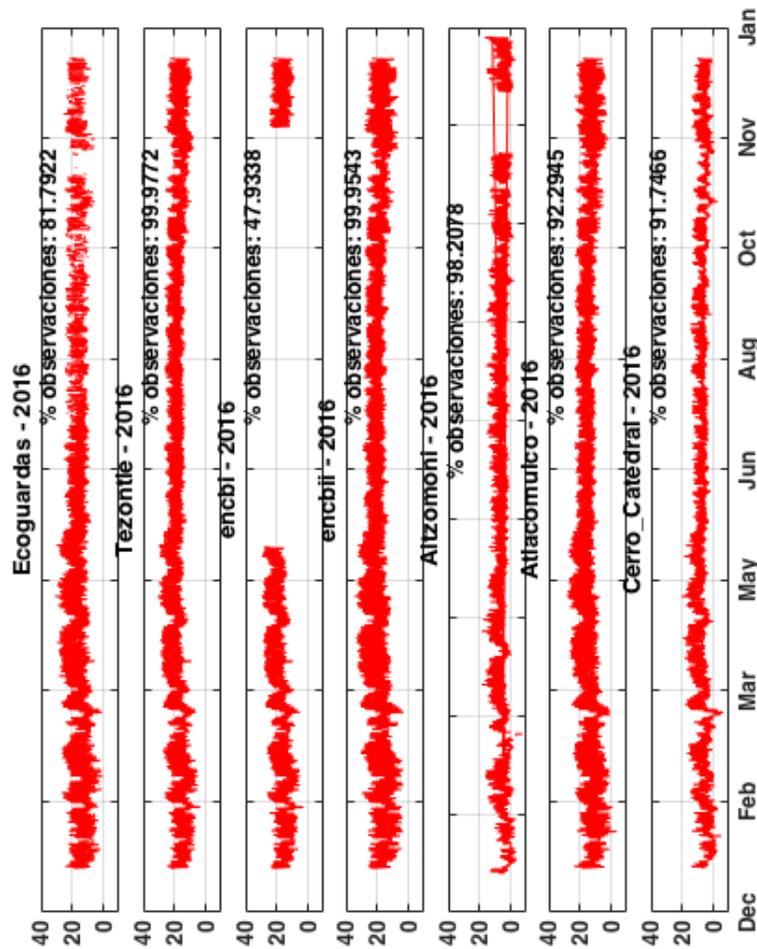


Figura A.2: Serie anual de la temperatura en 7 EMAs analizadas para el año 2016.

A.2. EVALUACIÓN ANUAL Y MENSUAL DE 14 EMAS PRESENTES EN LOS ESTADOS DE HIDALGO, MORELOS, EDO. MÉXICO Y CDMX

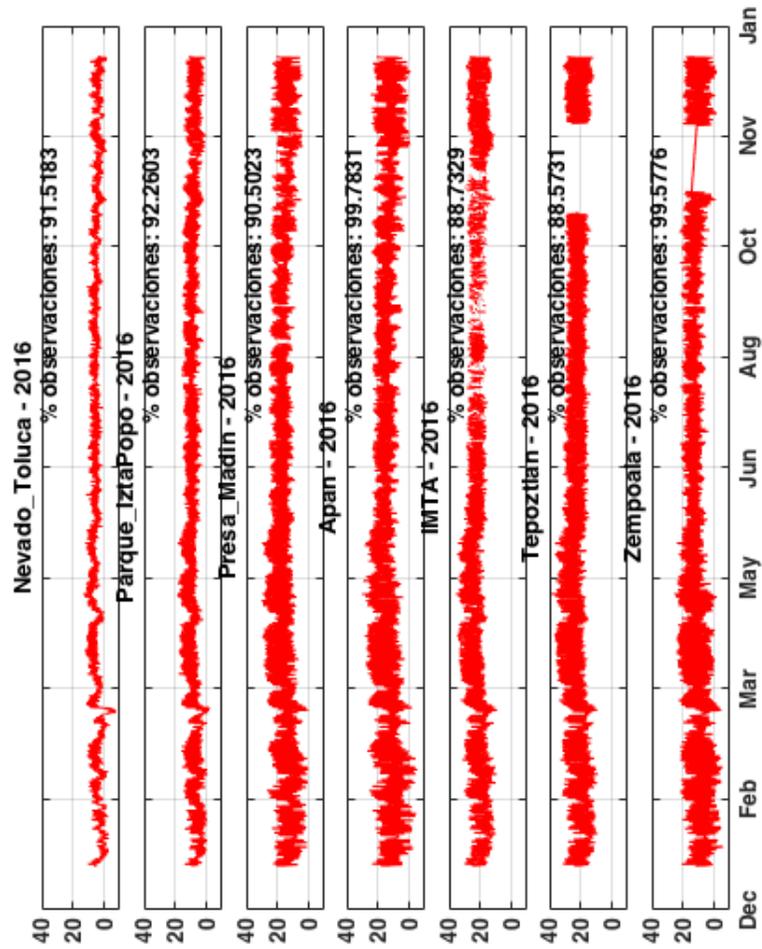


Figura A.3: Serie anual de la temperatura en 7 EMAs analizadas para el año 2016.

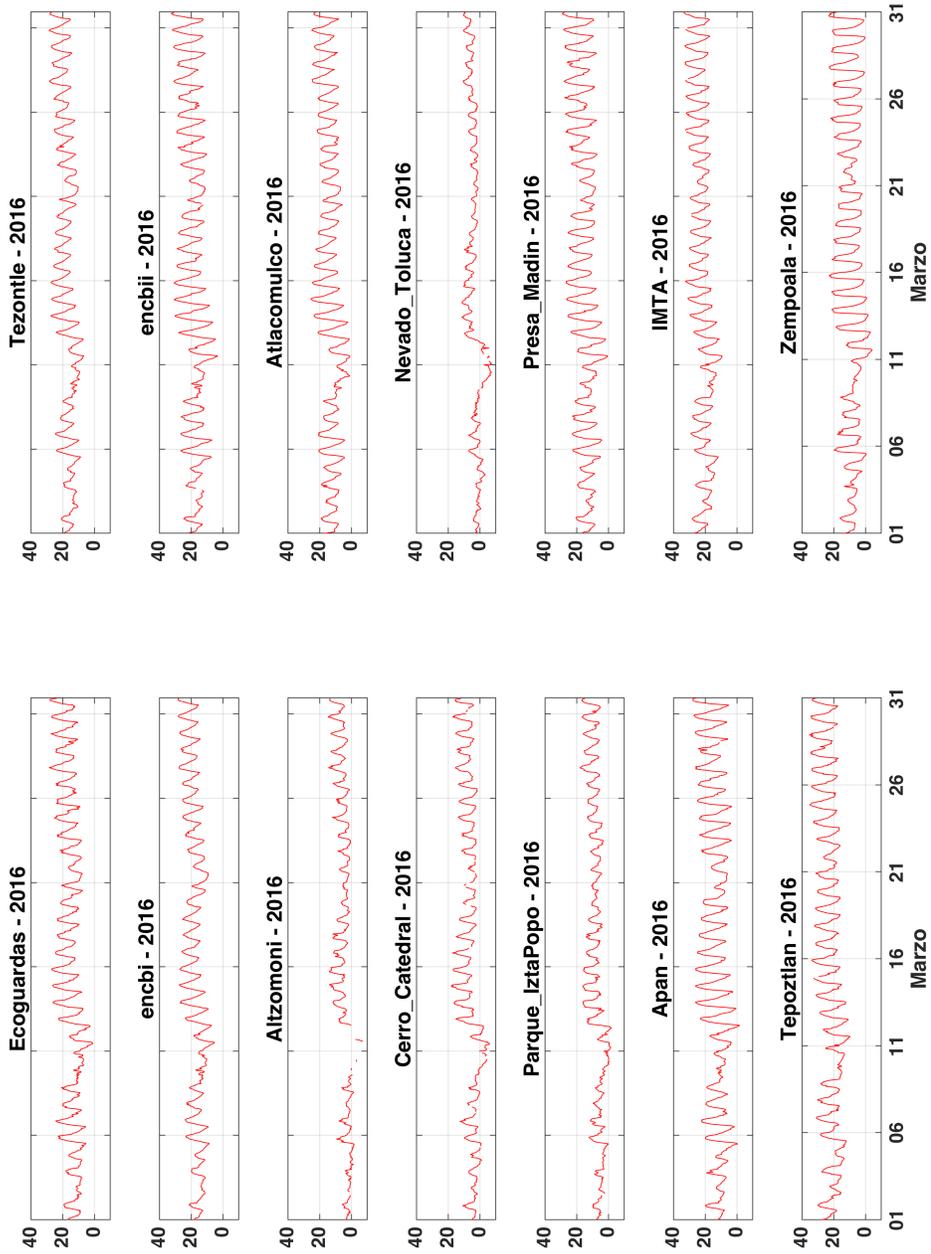


Figura A.4: Serie mensual de la temperatura en 14 EMAs correspondiente al mes de marzo de 2016.

A.3. Evaluación del modelo WRF con datos observacionales de 12 EMAs seleccionadas

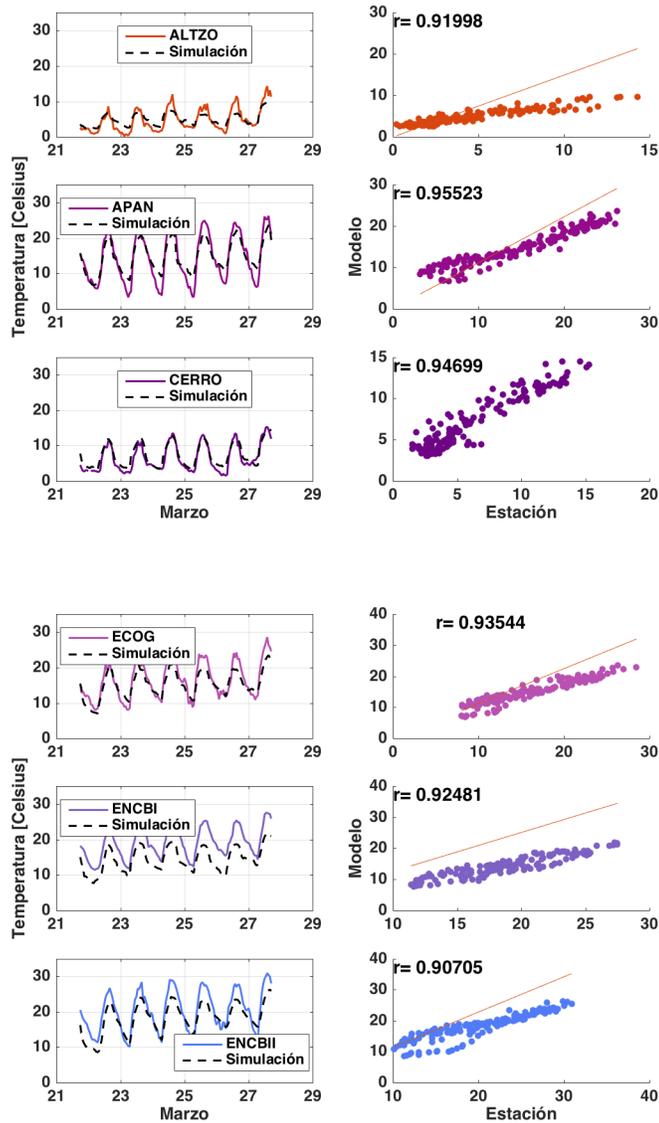


Figura A.5: Serie de tiempo por estación y gráfico de dispersión de la temperatura en superficie de la simulación control comparada con las observaciones por estación.

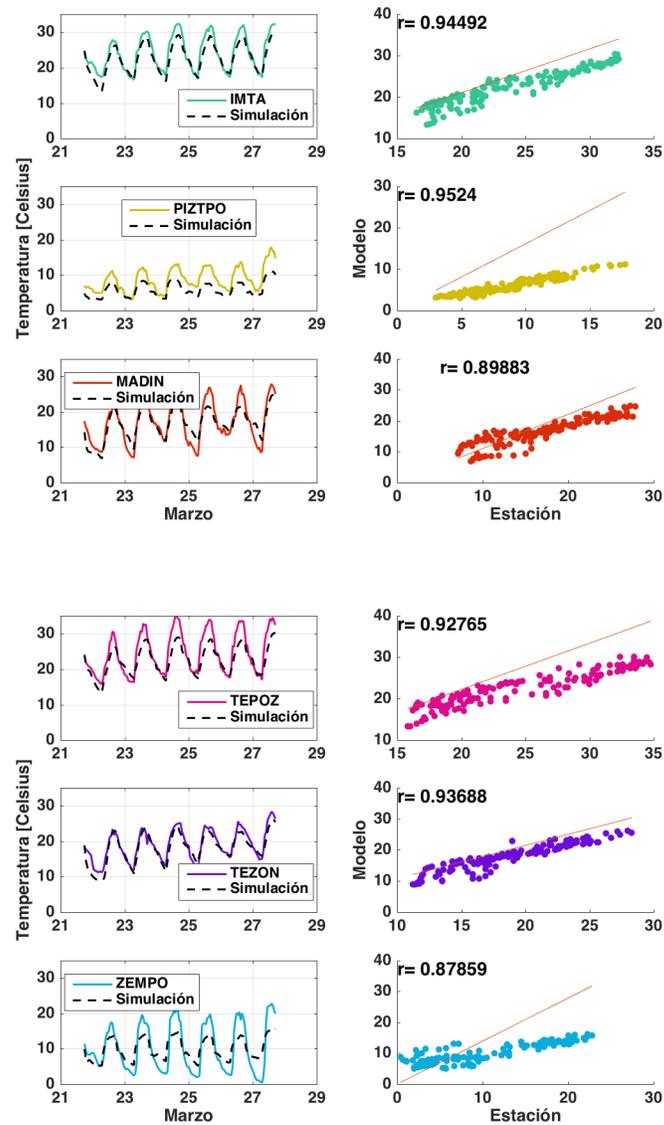


Figura A.6: Serie de tiempo por estación y gráfico de dispersión de la temperatura en superficie de la simulación control comparada con las observaciones por estación.

Bibliografía

- Agricultura, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la (2017). *Estudio de tendencias y perspectivas del sector forestal en América Latina al año 2020: Caracterización Forestal*. <http://www.fao.org/docrep/006/j2215s/j2215s06.htm>.
- Anderson, James R *et.al.* (1976). *A land use and land cover classification system for use with remote sensor data*. ENGLISH. Inf. téc. DOI: 10.3133/pp964. URL: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp964>.
- Arqueología Mexicana, Instituto Nacional de Antropología e Historia en: (2019a). *Elementos hidráulicos en el lago de México-Tezcoco en el Posclásico*. <https://arqueologiamexicana.mx/mexico-antiguo/elementos-hidraulicos-en-el-lago-de-mexico-tezcoco-en-el-posclasico>.
- (2019b). *La caída de Teotihuacan*. <https://arqueologiamexicana.mx/mexico-antiguo/la-caida-de-teotihuacan>.
- Barrales, Rebeca G (2017). *Impacto del cambio de uso de suelo y cobertura vegetal en el pronóstico numérico del tiempo / tesis que para obtener el título de Licenciado en Ciencias de la Tierra*. URL: http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/3PTC3YE5K6FVJREYGYIXUPHR2KII1QELUFCRAD95XKD15XR8NJ-18997?func=find-b&request=rebeca+hassan&find_code=WRD&adjacent=N&local_base=TES01&x=66&y=4&filter_code_2=WYR&filter_request_2=&filter_code_3=WYR&filter_request_3=.
- Chen, Fei. «The Noah land surface model in WRF: a short tutorial». En:
- Costa, Marcos Heil y Jonathan A Foley (2000). «Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO2 concentrations on the climate of Amazonia». En: *Journal of Climate* 13.1, págs. 18-34.
- Cui, Yu Yan y Benjamin De Foy (2012). «Seasonal variations of the urban heat island at the surface and the near-surface and reductions due to urban vegetation in Mexico City». En: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 51.5, págs. 855-868.
- Dudhia, Jimmy (1989). «Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model». En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 46.20, págs. 3077-3107. DOI: 10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2).
- Escalante, Roberto (2013). *Escenarios de cambio de uso de suelo hacia una economía baja en emisiones*. Instituto de Ecología, págs. 9-21,50.

- Ezcurra, Ezequiel (1992). «Crecimiento y colapso en la Cuenca de México». En: *Ciencias* 025.
- Forestal, Comisión Nacional (2012a). *Estudio Regional Forestal. Delegación Tlalpan: Principales aspectos biológicos*. <https://www.gob.mx/conafor/documentos/estudios-regionales-forestales>.
- (2012b). *Estudio Regional Forestal. Delegación Tlalpan: Sup. total y (%) de los principales tipos de vegetación y uso del suelo*. <https://www.gob.mx/conafor/documentos/estudios-regionales-forestales>.
- Fundación UNAM, UNAM en: (2016). *La UNAM te explica: La historia hidrológica de la Cuenca de México*. <http://www.fundacionunam.org.mx/ecopuma/la-unam-te-explica-la-historia-hidrologica-de-la-cuenca-de-mexico/>.
- Hartmann, Dennis L (2016). «Global Physical Climatology». En: *Second*. Elsevier, págs. 25-36.
- Hecht, Susanna B. (2012). «The Natures of Progress: Land Use Dynamics and Forest Trends in Latin America and the Caribbean». En: *Inter-American Development Bank* 5.3, págs. 933-947.
- Hong, Song-You, Yign Noh y Jimmy Dudhia (2006). «A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes». En: *Monthly Weather Review* 134.9, págs. 2318-2341. DOI: 10.1175/MWR3199.1. URL: <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>.
- Hernández, Lucina (2001). *Historia ambiental de la ganadería en México*. Instituto de Ecología.
- INEGI (2017). *México entre los 10 países con mayor superficie forestada y reforestada a nivel mundial*. http://www.inegi.org.mx/saladeprensa/aproposito/2017/bosques2017_Nal.pdf.
- Janjić, Zaviša I. (1994). «The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes». En: *Monthly Weather Review* 122.5, págs. 927-945. DOI: 10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2).
- Jáuregui Ostos, Ernesto (1995). «Algunas alteraciones de largo periodo del clima de la Ciudad de México debidas a la urbanización: Revisión y perspectivas». En: *Investigaciones geográficas* 31, págs. 09-44.
- Jazcilevich, Arón *et al.* (2015). «Retos y oportunidades para el aprovechamiento y manejo ambiental del ex lago de Texcoco». En: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67.2, págs. 145-166.
- Jim, C.Y. y S.W. Tsang (2011). «Biophysical properties and thermal performance of an intensive green roof». En: *Building and Environment* 46.6, págs. 1263-1274. ISSN: 0360-1323. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2010.12.013>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0360132310003653>.
- Juang, Jehn-Yih *et al.* (2007). «Separating the effects of albedo from eco-physiological changes on surface temperature along a successional chronosequence in the Southeastern United States». En: *Geophysical Research Letters* 34, doi:10.1029/2007GL031296. DOI: 10.1029/2007GL031296.

- Jáuregui, Ernesto (2004). «Impact of land-use changes on the climate of the Mexico City Region». En: *Investigaciones Geográficas* 55, págs. 46-60.
- Mahmood, Rezaul *et.al.* (2014). «Land cover changes and their biogeophysical effects on climate». En: *International Journal of Climatology* 34.4, págs. 929-953.
- Milbrandt, J. A. y M. K. Yau (2005). «A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter». En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 62.9, págs. 3051-3064. DOI: 10.1175/JAS3534.1. URL: <https://doi.org/10.1175/JAS3534.1>.
- Mlawer, Eli J. *et.al.* (1997). «Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave». En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102.D14, págs. 16663-16682. DOI: 10.1029/97JD00237. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97JD00237>.
- Mukul Tewari, NCAR *et.al.* (2004). «Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model (Formerly Paper Number 17.5)». En: *Proceedings of the 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction, Seattle, WA, USA*, págs. 11-15.
- Murphy, Lisa *et.al.* (2010). «Local and Remote Climate Impacts from Expansion of Woody Biomass for Bioenergy Feedstock in the Southeastern United States». En: *AGU Fall Meeting Abstracts* 25. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00535.1.
- NCAR (2018). *WRF users page. Modeling System Overview*. <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/model.html>.
- (2019). *Weather Research and Forecasting Model: ARW Version 4 Modeling System User's Guide*. https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V4/WRFUsersGuide.pdf. (Visitado 2019).
- Nuruzzaman, Md (2015). «Urban heat island: causes, effects and mitigation measures—a review». En: *International Journal of Environmental Monitoring and Analysis* 3.2, págs. 67-73.
- Oke, Timothy R *et.al.* (2017). «Urban Climates». En: Cambridge University Press. Cap. 7. Urban Heat Island, págs. 197-209.
- Oke, T.R. (1973). «City size and the urban heat island». En: *Atmospheric Environment (1967)* 7.8, págs. 769 -779. ISSN: 0004-6981. DOI: [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(73\)90140-6](https://doi.org/10.1016/0004-6981(73)90140-6). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0004698173901406>.
- Oki, Taikan *et.al.* (2013). «Land use and land cover changes and their impacts on hydroclimate, ecosystems and society». En: *Climate Science for Serving Society*. Springer, págs. 185-203.
- Rzedowski, Jerzy *et.al.* (2001). *Flora fanerogámica del Valle de México*. C/582.09725 F56/2001, págs. 8-31.
- Sampaio, Gilvan *et.al.* (2007). «Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion». En: *Geophysical Research Letters* 34.17.
- Skamarock, William C *et.al.* (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. Inf. téc.

BIBLIOGRAFÍA

- SMN, Gobierno de México (2019). *Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs)*.
<https://smn.cna.gob.mx/es/observando-el-tiempo/estaciones-meteorologicas-automaticas-ema-s>.
- Stensrud, David J (2009). «Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models». En: Cambridge University Press, págs. 1-60.
- Trail, M *et.al.* (2013). «Potential impact of land use change on future regional climate in the Southeastern US: reforestation and crop land conversion». En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118.20, págs. 11-577.
- Trihamdani, Andhang Rakhmat *et.al.* (2015). «Configuration of green spaces for urban heat island mitigation and future building energy conservation in Hanoi Master Plan 2030». En: *Buildings* 5.3, págs. 933-947.
- UdelaR, Facultad de ciencias (s.f.). *Climatología Tema 4: Balance global de energía en la Tierra*. <http://meteo.fisica.edu.uy/Climatologia.html>.
- UNFPA (2019). *Población mundial*. <https://www.unfpa.org/es/data/world-population-dashboard>.