



Universidad Nacional Autónoma de México
Programa de Maestría y Doctorado en Geografía

**Efecto del Cambio de Cobertura del Suelo en el Clima
Regional de la Costa Central del Golfo de México**

TESIS
que para optar por el grado de:
MAESTRA EN GEOGRAFÍA

Presenta:
Violeta Leticia Arriola Villanueva

Directora de Tesis:
Dra. Leticia Gómez Mendoza (FFyL-UNAM)

Ciudad Universitaria, Cd. Mx. Enero 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

“Voy a recoger plantas y fósiles, y realizar observaciones astronómicas con el mejor de los instrumentos. Sin embargo, este no es el propósito principal de mi viaje. Trataré de averiguar cómo las fuerzas de la naturaleza actúan unas sobre otras, y de qué manera el entorno geográfico ejerce su influencia sobre los animales y las plantas. En resumen, debo aprender acerca de la armonía en la naturaleza.”

Alexander von Humboldt (1769-1859)

Resumen

La Costa Central del Golfo de México ha sido históricamente afectada por procesos de cambio de cobertura del suelo. La deforestación de bosques, selvas y humedales —debida a la expansión de actividades agropecuarias— es la principal causa de dicho cambio. Este proceso modifica las propiedades físicas de la superficie continental, por lo que se ven alterados los flujos de carbono, momento, energía y humedad con la atmósfera; y esto tiene consecuencias en el clima regional.

En esta investigación, se evaluó el efecto biogeofísico del cambio de cobertura del suelo en la temperatura y la precipitación estacional de la región. Para este fin, se utilizó el Modelo Climático Regional RegCM versión 4.3, acoplado con el Esquema de Transferencia Biósfera-Atmósfera (BATS, por sus siglas en inglés). Se sustituyó la cobertura del suelo predeterminada en el esquema BATS por la del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) para 1980, 2010 y la vegetación primaria. Se evaluó el cambio de la cobertura de 1980 a 2010 y de la vegetación primaria a 2010. Con el fin de encontrar una respuesta, de la temperatura y la precipitación, consistente e independiente de las condiciones atmosféricas, se realizaron experimentos para un año seco y un año húmedo, definidos en términos de las anomalías de precipitación con respecto a un periodo normal. La diferencia entre los experimentos realizados con las mismas condiciones atmosféricas y diferentes coberturas de suelo se consideró el impacto del cambio de cobertura del suelo en el clima regional.

En general, el cambio de selvas a pastizales tuvo un efecto de calentamiento, que fue más intenso en la estación húmeda (mayo-octubre). El aumento de la temperatura fue de 0.2°C a 1.5°C; siendo más intenso en donde las áreas de cambio eran más extensas. Por otro lado, la agricultura de riego tuvo un efecto de enfriamiento, principalmente en los experimentos realizados durante el año seco, en donde la contribución del riego fue más importante. El cambio en la temperatura fue de -1°C a -1.5°C. Los resultados en la precipitación muestran mayor incertidumbre en su respuesta al cambio de cobertura del suelo; sin embargo, en algunas regiones como el sur de Veracruz, hay una disminución en la precipitación de entre 10% y 40% (~100 a 400 mm) que podría asociarse con la expansión

del pastizal. De igual manera, es posible asociar un aumento de precipitación (20%-80%) con las regiones más extensas de agricultura de riego, especialmente en el año seco.

Se concluyó que el principal controlador de estos resultados fue la diferencia en la evapotranspiración, que afectó directamente los flujos de calor sensible y calor latente y, como consecuencia, al balance de energía en superficie. Por otro lado, la disminución de la rugosidad se identificó como un factor clave que podría explicar el cambio en la distribución de la precipitación, ya que tiene el potencial de aumentar el flujo de humedad. Profundizar en el conocimiento del signo y la magnitud de la respuesta de la temperatura y la precipitación a los mecanismos biogeofísicos del cambio de cobertura del suelo, beneficiará a la toma de decisiones sobre el manejo de los recursos agrícolas y forestales en la región.

Abstract

The Central Gulf Coast of Mexico has been historically affected by land cover change. The deforestation of temperate forest, tropical forest and wetlands —due to the expansion of agricultural and livestock activities— is the main cause of that change. This process modifies the physical properties of land surface, so the carbon, energy and moisture fluxes with the atmosphere are altered; and this has consequences on the regional climate.

The biogeophysical effect of land cover change on seasonal temperature and precipitation of the region was evaluated. It was used the Regional Climate Model RegCM version 4.3, that is coupled with the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS). It was replaced the predefined land cover in the BATS scheme by the one of the National Institute of Statistics and Geography (INEGI, in Spanish) for the years 1980, 2010 and the primary vegetation. It was evaluated the cover change from 1980 to 2010 and from the primary vegetation to 2010. With the purpose to find a consistent response in temperature and precipitation, independently to the atmospheric conditions, experiments were made for a dry and a wet year, defined by the precipitation anomalies in respect to a normal period. The difference between experiments with the same atmospheric conditions and distinct land covers was considered the impact of land cover change on regional climate.

In general, the change from tropical forest to grassland had a warming effect, which was more intense during the wet season (May-October). The increase in temperature goes from 0.2°C to 1.5°C; with a stronger warming in more extended areas of change. On the other hand, the irrigation had a cooling effect (from -1°C to -1.5°C), mainly in the experiments of the dry year, where the contribution of irrigation was more important. The results in precipitation showed more uncertainty in its response to land cover change; however, in some regions like the south of Veracruz, there is a decrease in precipitation, from 10% to 40% (~100 to 400 mm), that can be associated to grassland expansion. Likewise, it is possible to associate a precipitation increase (20%-60%) with more extended irrigated areas, especially in the dry year.

It was concluded that the most important driver of these changes was the difference in evapotranspiration, which affected directly the sensible and latent heat fluxes and, therefore, the surface energy budget. The decrease in roughness was identified as a key factor that could alter precipitation, because it could cause an increase in moisture flux. Knowing the sign and magnitude of the response of temperature and precipitation to the biogeophysical mechanisms of land cover change, will benefit the management of agricultural and forestry resources in the region.

Índice

1. Introducción	1
1.1. El papel del cambio de cobertura del suelo en el sistema climático	2
1.2. Balance de energía y humedad en superficie	5
1.3. Efecto biogeofísico de distintas coberturas del suelo en el clima	7
1.4. Impacto a escala regional	9
1.5. Modelación climática	11
1.6. Modelo Climático Regional RegCM	12
1.7. Cambio de cobertura del suelo en México	13
1.8. La Costa Central del Golfo de México	14
1.9. Planteamiento del problema	16
1.10. Objetivos	17
1.11. Hipótesis	18
2. Metodología	19
2.1. Modelo RegCM 4.3	19
2.2. Datos observados para la evaluación del modelo	21
2.3. Cartas de uso de suelo y vegetación	21
2.4. Sustitución de la cobertura del suelo	22
2.5. Diseño de los experimentos	25
2.5.1. Dominio	25
2.5.2. Periodos de análisis y experimentos realizados	27
2.5.3. Condiciones iniciales y de frontera	27
2.5.4. Parametrizaciones físicas	28
2.6. Programas de procesamiento	30
2.7. Evaluación del modelo y mapas de diferencias entre experimentos	32
2.8. Cálculo del balance de energía en superficie	34

3. Resultados	35
3.1. Comparación de variables simuladas y datos observados	35
3.1.1. Temperatura.....	35
3.1.2. Precipitación	38
3.2. Cambio de cobertura del suelo.....	41
3.3. Efecto del cambio de cobertura del suelo en la simulación de un año seco (1997- 1998)	44
3.3.1. Temperatura.....	44
3.3.2. Precipitación	46
3.4. Efecto del cambio de cobertura del suelo en la simulación de un año húmedo (2013-2014)	48
3.4.1. Temperatura.....	48
3.4.2. Precipitación	48
3.5. Balance de energía en superficie	51
4. Discusión	57
Conclusiones	65
Agradecimientos	67
Dedicatorias	69
Referencias	71
Cartografía y bases de datos	77

Índice de figuras

1. Introducción

Figura 1.1. Procesos de retroalimentación biogeofísicos de la superficie con la atmósfera.	4
Figura 1.2. Modelo conceptual de los impactos del cambio de cobertura del suelo en el clima local y regional.....	8

2. Metodología

Figura 2.1. Esquema de la metodología.	19
Figura 2.2. Dominio de la región de estudio, dominio con resolución horizontal de 20 km y dominio con resolución horizontal de 50km.....	26
Figura 2.3. Sesgo de la temperatura promedio y la precipitación acumulada, para 2013, de los experimentos predeterminados con respecto a los datos observados.....	29
Figura 2.4. Programas de procesamiento del modelo RegCM 4.3.....	31

3. Resultados

Figura 3.1. Comparación de la temperatura promedio estacional entre los datos observados (CRU) y RegCM con cobertura del suelo de 2010, para 1997-98.	36
Figura 3.2. Comparación de la temperatura promedio estacional entre los datos observados (CRU) y RegCM con cobertura del suelo de 2010, para 2013-14.	37
Figura 3.3. Diferencia de la precipitación estacional entre los datos observados (CHIRPS) y RegCM con cobertura del suelo de 2010, para 1997-98.	39
Figura 3.4. Diferencia de la precipitación estacional entre los datos observados (CHIRPS) y RegCM con cobertura del suelo de 2010, para 2013-14.	40
Figura 3.5. Coberturas de suelo utilizadas: a) INEGI 1980, b) INEGI 2010, c) INEGI Vegetación Primaria y d) Esquema original de BATS – RegCM4.3.....	42
Figura 3.6. Cambio de cobertura del suelo en la Costa Central del Golfo de México	43
Figura 3.7. Diferencia en la temperatura 1997-1998. Arriba: cambio de la cobertura de 1980 a 2010. Abajo: cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010.	45

Figura 3.8. Diferencia en la precipitación 1997-1998. Arriba: cambio de la cobertura de 1980 a 2010. Abajo: cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010.	47
Figura 3.9. Diferencia en la temperatura 2013-2014. Arriba: cambio de la cobertura de 1980 a 2010. Abajo: cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010.	49
Figura 3.10. Diferencia en la precipitación 2013-2014. Arriba: cambio de la cobertura de 1980 a 2010. Abajo: cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010.	50
Figura 3.11. Suma de los flujos de energía en superficie para el año 2013 en los experimentos con la cobertura de 1980, 2010 y Vegetación Primaria.	52
Figura 3.12. Series de tiempo de los términos de la ecuación de balance de energía para un área de pastizal.	53
Figura 3.13. Series de tiempo de los términos de la ecuación de balance de energía para un área de selva perennifolia.	54
Figura 3.14. Series de tiempo de los términos de la ecuación de balance de energía para un área de agricultura de riego	55

Índice de tablas

1. Introducción

Tabla 1.1. Comparación del área de cuatro grandes categorías de coberturas del suelo entre 1980 y 2000 en la costa del Golfo de México.	15
--	----

2. Metodología

Tabla 2.1. Equivalencia entre las coberturas de INEGI y las de BATS.	23
Tabla 2.2. Valores de los parámetros que utiliza el esquema BATS.	24
Tabla 2.3. Experimentos realizados en los dominios de resolución horizontal de 50 y 20km, para 1997-1998 y 2013-2014.	27
Tabla 2.4. Parametrizaciones físicas utilizadas en los experimentos.	28

1. Introducción

La superficie terrestre es un componente fundamental del sistema climático, ya que actúa como el límite inferior de la atmósfera. La interacción entre la superficie y la atmósfera consiste en flujos de carbono, momento, energía y humedad (Dickinson 1992). Es a través de la alteración de este intercambio que se explica la influencia del cambio de cobertura del suelo en el clima (Liu *et al.* 2017). Estudios recientes han analizado el impacto que tiene el cambio de cobertura del suelo en la temperatura atmosférica, la humedad, la cobertura de nubes, la circulación de los vientos y la precipitación, en distintas escalas espaciales y temporales (Pitman *et al.* 2009, Pongratz *et al.* 2010, Brovkin *et al.* 2013, Mahmood *et al.* 2014, Malyshev *et al.* 2015, Salazar *et al.* 2016, Hirsch *et al.* 2017, Lejeune *et al.* 2017).

Debido a la complejidad de las interacciones superficie-atmósfera, en muchos de los estudios se ha recurrido a la modelación climática. Los modelos climáticos representan el acoplamiento de los procesos simulados en la atmósfera con los procesos en la superficie, modelados a partir de esquemas físicos (Dickinson 1992). A pesar de que aún existen grandes retos en la modelación climática, ésta es una importante herramienta para el análisis del efecto del cambio de cobertura del suelo en el clima, y más estudios son requeridos para evaluar el desempeño de los modelos en esta línea de investigación (Liu *et al.* 2017).

La influencia del cambio de cobertura del suelo aún tiene un papel incierto en la contribución al cambio climático global (Kvalevåg *et al.* 2010). Sin embargo, se sabe que los cambios en las propiedades de la superficie y en el ciclo del carbono tienen un impacto en el clima (Pongratz *et al.* 2010). El entendimiento de los procesos naturales en los que el ser humano tiene influencia a través del cambio de cobertura de suelo es importante hoy en día; ya que se estima que durante el siglo XX las actividades humanas alteraron el 50% de la superficie continental a nivel global, principalmente a través de la conversión de bosques a

1. Introducción

usos agrícolas (Liu *et al.* 2017). En México, se ha reconocido que el cambio de cobertura del suelo es un contribuyente a las emisiones de gases de efecto invernadero y que tiene un impacto en el clima a través del cambio en el albedo en superficie y en la evaporación (Espinosa *et al.* 2015). No obstante, el conocimiento de este impacto aún es limitado en el país y es necesario profundizar en su efecto biogeofísico en el clima, en la importancia de su extensión geográfica y de la escala temporal del análisis; principalmente en las regiones históricamente más deforestadas, como la Costa Central del Golfo de México.

1.1. El papel del cambio de cobertura del suelo en el sistema climático

De acuerdo con Lambin y Geist (2006), la cobertura del suelo se refiere a los atributos de la superficie terrestre y del subsuelo inmediato, incluida la biota, el suelo, la topografía, las aguas superficiales y subterráneas, y las estructuras humanas. El uso del suelo, por otro lado, es el fin para el cual los seres humanos explotan la cobertura del suelo; esto es, cualquier manera de manipulación de los atributos biofísicos de la superficie con el propósito de utilizar la tierra. Se considera que el término cobertura de suelo incluye el uso de suelo y la cobertura natural, por lo que será utilizado de esta manera en el resto de la tesis. Lambin y Geist (2006) definen que un cambio de cobertura del suelo implica la sustitución de un tipo de cobertura por otro, y que el nivel de dicha sustitución dependerá de la escala espacial con la que se esté trabajando. El cambio de cobertura del suelo puede presentarse como una respuesta a fenómenos meteorológicos extremos que causan incendios, inundaciones duraderas o sequías de varios años. Otros factores pueden ser los terremotos, que inducen deslizamientos de tierra, o las erupciones volcánicas. Sin embargo, durante el último siglo, la causa principal del cambio de cobertura de suelo ha sido antropogénica (Mölders 2012), a través de la deforestación, la expansión agrícola y ganadera, el represamiento de agua o el aumento de la extensión urbana.

De esta manera, el ser humano influye en el clima a través del cambio y el manejo de la cobertura del suelo. Como se mencionó antes, este cambio altera los flujos de carbono, momento, energía y humedad entre la superficie y la atmósfera. Sin embargo, el análisis de su efecto en el clima es complejo, ya que dichos flujos pueden verse alterados por procesos que tienen efectos contrarios, o por mecanismos que tienen diferentes orígenes. Por un lado,

los mecanismos biogeoquímicos del cambio de cobertura del suelo influyen en el ciclo de carbono y su impacto en el clima está asociado con su aportación al aumento o disminución de las concentraciones de CO₂ (y otros gases de efecto invernadero) en la atmósfera. Por otro lado, están los mecanismos biogeofísicos, que tienen influencia en el clima a través de la modificación de las propiedades físicas de la superficie (Pongratz *et al.* 2010, Brovkin *et al.* 2013). En esta tesis se hace énfasis en el efecto de los mecanismos biogeofísicos, los cuales se han estudiado a través del análisis de propiedades como el albedo, la evapotranspiración, la humedad del suelo, el Índice de Área Foliar (LAI por sus siglas en inglés) y la rugosidad de la superficie (Pitman *et al.* 2009, Pongratz *et al.* 2010) (Figura 1.1). Los cambios en dichas propiedades pueden alterar el flujo turbulento de calor sensible¹ y el flujo turbulento de calor latente² entre la superficie y la atmósfera. Se sabe que el aumento de los flujos de calor sensible genera un calentamiento cercano a la superficie, ya que el calor sensible se percibe y se mide a través de la temperatura. Por otro lado, los flujos de calor latente están relacionados principalmente con la evaporación del agua (de líquido a gas). Este último proceso requiere de mayor energía, por lo tanto, un aumento en los flujos de calor latente disminuye los flujos de calor sensible y la temperatura cercana a la superficie (Stull 2011).

El albedo, es el cociente entre la radiación reflejada por una superficie y la radiación solar incidente, que varía según el tipo de cobertura del suelo; por lo tanto, determina la cantidad de radiación que queda disponible para el reparto en calor sensible y calor latente (van der Molen *et al.* 2006). Cuando aumenta el albedo, menos radiación solar es absorbida por la superficie y esto puede provocar su enfriamiento; cuando disminuye tiene el efecto contrario. Se ha identificado que el efecto del albedo es más dominante en las regiones templadas del planeta (Kvilevåg *et al.* 2010).

Por otro lado, el cambio en la evapotranspiración se ha identificado como el mecanismo que controla la temperatura en superficie en los trópicos, más que el efecto del albedo (Kvilevåg *et al.* 2010). Si la evapotranspiración disminuye, se reducen los flujos de calor latente y esto lleva a un calentamiento cercano a la superficie; si la evapotranspiración

¹ Porción del contenido de calor total en el aire que se utiliza en el cambio (aumento) de la temperatura a presión constante (Stull 2011).

² Calor requerido o cedido por los cambios de fase del agua (Stull 2011).

1. Introducción

aumenta, tendría un efecto de enfriamiento cercano a la superficie. Esta variable influye en la cantidad de humedad en la atmósfera y a través de ésta en la precipitación (Salazar *et al.* 2016). Uno de los factores importantes que determinan la evapotranspiración es el flujo de agua que se mueve a través de la vegetación. Mayor cobertura de hojas implica mayor área de transpiración a través de los estomas y la mayor profundidad de las raíces permite que más agua desde el suelo esté disponible para la evapotranspiración (Dickinson 1992).

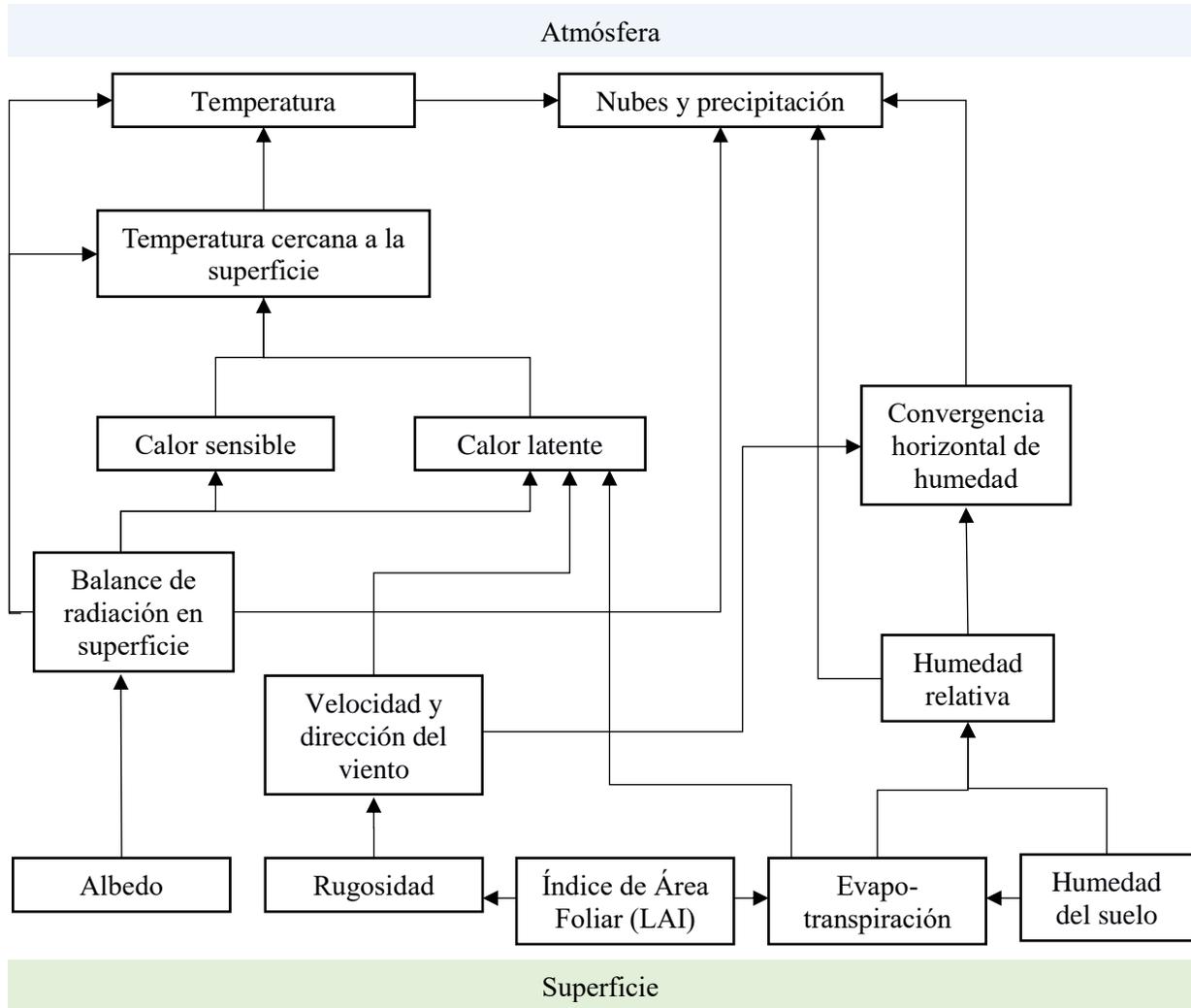


Figura 1.1. Vista esquemática de los procesos de retroalimentación biogeofísicos de la superficie con la atmósfera. Fuente: Sellers, 1992 y Mölders, 2012.

La cantidad de agua por volumen de suelo que hay en un terreno se conoce como humedad del suelo. Ésta tiende a disminuir con la desertificación y la deforestación (Abiodun

et al. 2008), disminuyendo el balance de humedad en superficie, debido a la disminución de la evapotranspiración y al incremento en la escorrentía. La humedad del suelo también tiene influencia en el balance de energía en superficie; a menor humedad del suelo, menor es el flujo de calor latente y esto tiene un efecto de aumento en la temperatura.

Otro parámetro que tiene influencia en la evapotranspiración es el Índice de Área Foliar o LAI; se trata de una estimación de la densidad de la vegetación, que controla la cantidad de radiación solar que pasa a través del dosel (Kvalevåg *et al.* 2010). Un LAI bajo tiende a reducir la eficiencia de la transpiración y la evaporación a nivel del dosel, ya que el área de transpiración de las hojas disminuye; no obstante, la reducción de la cobertura del dosel puede incrementar la evaporación del suelo (Pitman *et al.* 2009).

El LAI está relacionado con otra característica de la superficie: la rugosidad, que es directamente proporcional a la altura y la cobertura del dosel. La rugosidad influye en los vientos de bajo nivel y en los flujos de calor. Si se reduce, resulta en una reducción de la magnitud de los flujos ascendentes de calor, y se reduce la mezcla en la capa límite (Malyshev *et al.* 2015). Esto tiene un efecto de calentamiento cercano a la superficie, debido al menor flujo vertical de calor de la superficie hacia la atmósfera. Por otro lado, si el viento cercano a la superficie incrementa significativamente, debido a la disminución de la rugosidad, se puede aumentar el transporte horizontal de humedad desde las superficies de evaporación (Salazar *et al.* 2016).

1.2 Balance de energía y de humedad en superficie

Como se mencionó antes, el cambio en las propiedades físicas de la superficie tiene impactos en los flujos de energía y humedad en la superficie. Por esta razón se han analizado las ecuaciones de balance de energía y balance de humedad en superficie. El balance de energía en superficie se puede escribir como sugieren Mahmood *et al.* (2014) (ecuación 1).

$$Q_G + H + L(E + Tp) = Q_s(1 - A) + Q_{LW}^\downarrow - Q_{LW}^\uparrow \dots \dots \dots (1)$$

1. Introducción

En donde $Q_s(1 - A)$ es la radiación de onda corta (Q_s) que llega al sistema por el complemento del albedo en la superficie, es decir, la cantidad que no es reflejada ($1 - A$). Q_{LW}^\downarrow es la radiación de onda larga hacia abajo y representa la energía que se reemite en onda larga desde la atmósfera hacia la superficie de la Tierra, considerando la emisividad de la atmósfera. Q_{LW}^\uparrow es la radiación de onda larga hacia arriba, es decir, la energía que sale del sistema (la superficie). Ésta última depende de otros términos, descritos en la ecuación 2.

$$Q_{LW}^\uparrow = (1 - \varepsilon)Q_{LW}^\downarrow + \varepsilon\sigma T_s^4 \dots\dots\dots (2)$$

$(1 - \varepsilon)Q_{LW}^\downarrow$ es la radiación de onda larga hacia abajo por el complemento de la emisividad de la superficie y $\varepsilon\sigma T_s^4$ es la emisividad (ε) de la superficie por la constante de Stefan Boltzman (σ) por la temperatura de la superficie elevada a la cuarta potencia (T_s^4). Cambios en Q_{LW}^\uparrow podrían indicar cambios en la temperatura de la superficie y en la temperatura cercana a la superficie.

La suma de los términos de la derecha, en la ecuación 1, representa el flujo radiativo neto en superficie (R_N). Esta energía es la que se repartirá en los términos de la izquierda (ecuación 1); donde Q_G es el flujo de calor hacia el subsuelo, H es el flujo turbulento de calor sensible y $L(E + Tp)$ es el flujo turbulento de calor latente, que depende de E (evaporación física) y de Tp (transpiración). Se ha estudiado que las variaciones en Q_G son importantes durante el ciclo diario, pero no así para una escala temporal de más de un mes en la que este valor puede ser despreciable (Stull 2011). Lo anterior significa que, en escalas temporales mayores a un mes, la suma de los términos de la izquierda está determinada por las variaciones en H y en $L(E + Tp)$, es decir en la Razón de Bowen (Flujo de calor sensible/Flujo de calor latente).

En la ecuación de balance de humedad en superficie (ecuación 3) se indica que la cantidad de agua que precipita es igual a la evaporación física, a lo que las plantas transpiran, a lo que escurre y a lo que se infiltra.

$$P = E + Tp + Ro + I \dots\dots\dots (3)$$

En donde P es la precipitación, R_o la escorrentía e I la infiltración. El cambio de cobertura del suelo implica una modificación directamente en la transpiración e indirectamente en la evaporación, la escorrentía y la infiltración.

De acuerdo con Mahmood *et al.* (2014), cualquier cambio de cobertura del suelo que tenga el potencial de alterar alguno de los términos de la ecuación de balance de energía o en la ecuación de balance de humedad en superficie, tiene el potencial de afectar el clima directamente.

1.3. Efecto biogeofísico de distintas coberturas del suelo en el clima

Mahmood *et al.* (2014) desarrollaron esquemáticamente el efecto que tienen los pastos y cultivos, los bosques y la agricultura de riego sobre diferentes propiedades de la superficie que modifican procesos asociados con el clima regional y local (Figura 2.1).

Se muestra que los cultivos y pastizales generalmente aumentan el albedo en superficie, lo que implica una disminución en la radiación neta, con respecto a los bosques o selvas. Sin embargo, al reemplazar el bosque por cultivos y pastos disminuye la rugosidad, la profundidad de las raíces y el LAI; además de que se ha estudiado que la evapotranspiración disminuye después de la reducción de la cobertura boscosa en las regiones tropicales y subtropicales (Salazar *et al.* 2016, Lejeune *et al.* 2017). La respuesta que se espera en la temperatura de regiones de cultivos de temporal y pastizales es que sea mayor con respecto al bosque, debido a que las características físicas de la superficie propician que la Razón de Bowen se vea aumentada, es decir que haya una disminución de los flujos de calor latente y un aumento de los flujos de calor sensible.

En cuanto a la precipitación, Salazar *et al.* (2016) encontraron que para América del Sur la precipitación disminuía en respuesta a la deforestación, principalmente en la estación seca. En la Costa Central del Golfo de México también se esperaría una reducción de la precipitación en regiones de intensa deforestación, debido a que la menor rugosidad propiciaría que los vientos cercanos a la superficie fueran mayores y que hubiera un mayor transporte de humedad desde la costa hacia regiones montañosas. La disminución de los flujos de calor latente también podría contribuir a una atmósfera más seca.

1. Introducción

Los bosques, en promedio, tienen un albedo bajo con respecto a otras coberturas, esto implica que la radiación neta en superficie es mayor que en los cultivos y pastizales. Sin embargo, se espera que en el bosque haya menor temperatura cercana a la superficie debido a que tiene mayor profundidad de raíces, LAI, rugosidad y humedad del suelo, por lo que la evapotranspiración y los flujos de calor latente también son mayores.

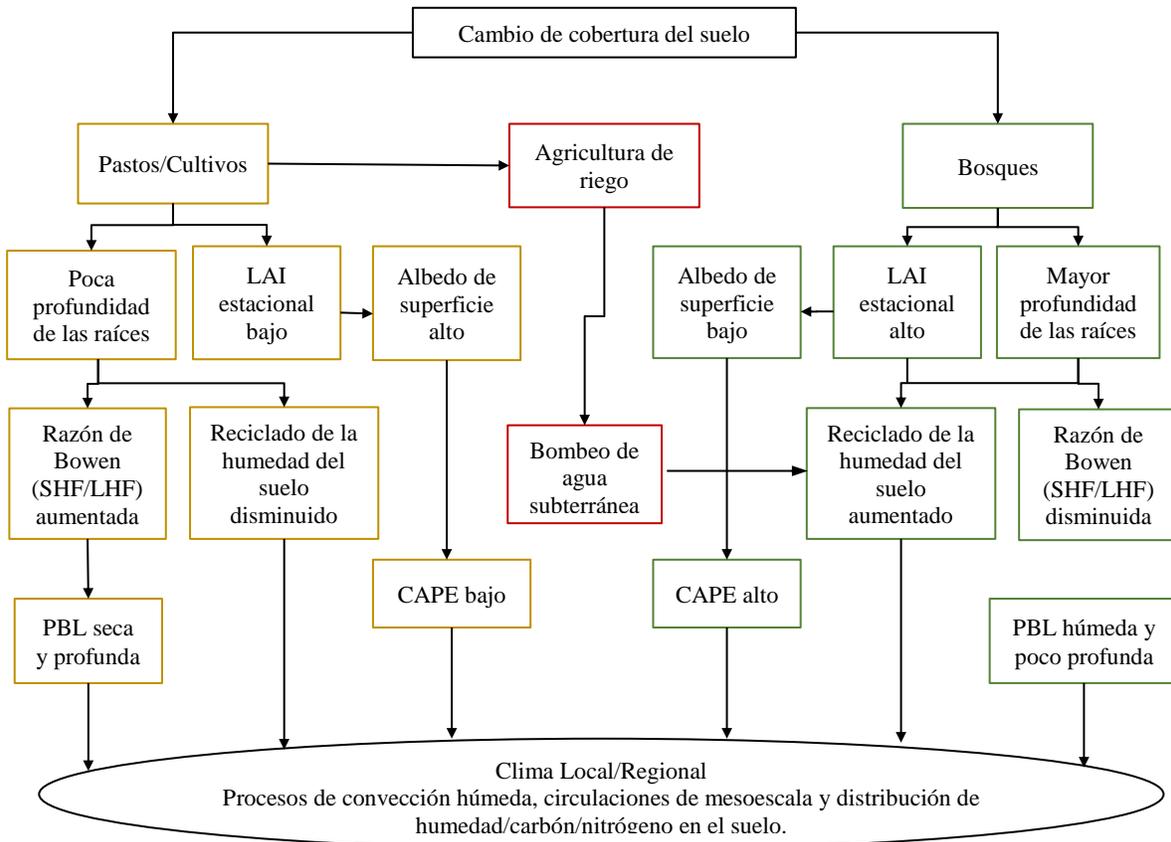


Figura 1.2. Modelo conceptual de los impactos de distintas coberturas del suelo en el clima local y regional. Cultivos (amarillo), Bosques (verde) y Agricultura de riego (rojo). SHF: Flujo de calor sensible, LHF: flujo de calor latente, PBL: capa límite planetaria, CAPE: energía potencial convectiva disponible. Fuente: Mahmood *et al.* 2014.

En paisajes con agricultura de riego, la humedad del suelo que disminuye debido a la deforestación se ve compensada por el riego; en este caso el ser humano afecta directamente el ciclo hidrológico. (Kvalevåg *et al.* 2010). Thiery *et al.* (2017) determinaron que, a nivel regional, la evapotranspiración en la agricultura de riego aumenta, por lo que el flujo de calor

latente es mayor. Esto implica que tiene un efecto de enfriamiento cercano a la superficie. Se ha detectado que la disminución de la temperatura, asociada con la agricultura de riego, se debe a que el aumento del albedo de los cultivos actúa junto al aumento de los flujos de calor latente (Kueppers *et al.* 2007, Im *et al.* 2013, Thiery *et al.* 2017).

1.4. Impacto a escala regional

En Geografía, la región es una de las categorías de mayor importancia, ya que permite establecer diferencias espaciales en las relaciones entre la naturaleza y la sociedad; además de que se utiliza para entender la organización de diferentes fenómenos en la superficie terrestre (Mateo-Rodríguez y Bollo-Manent 2016). En Climatología, la región se define por la escala horizontal de los fenómenos atmosféricos que pueden representarse en un dominio dado. Giorgi *et al.* (2001) definen operacionalmente la escala regional en un rango de 10^4 km² (dominio de 100 km x 100 km) a 10^7 km² (dominio de ~3000 km x 3000 km). Las circulaciones atmosféricas que ocurren en áreas mayores a 10^7 km² están dominadas por escalas planetarias o globales. Mientras que las circulaciones de áreas menores a 10^4 km² se refieren a escalas locales.

El efecto biogeofísico del cambio de cobertura del suelo en el clima ha sido estudiado en diferentes escalas espaciales. El Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) reporta en su Quinto Informe de Evaluación que el cambio de cobertura del suelo, a nivel global, tiene un impacto en el balance radiativo, a través del cambio en el albedo de la superficie, que se estima de -0.2 ± 0.2 W m⁻², con respecto a 1750 (Myhre *et al.* 2013). Esta cifra es pequeña con respecto a otros forzantes climáticos globales, por lo que se ha determinado que, a nivel global, el cambio de cobertura del suelo parece no tener un efecto importante de calentamiento o de enfriamiento (Pongratz *et al.* 2010). Sin embargo, el efecto biogeofísico del cambio de cobertura del suelo no se limita al forzamiento radiativo y no es adecuado evaluarlo como forzante climático a nivel global, ya que se trata de un fenómeno altamente regionalizado, que puede variar en el signo del cambio (Pielke *et al.* 2011). En la escala regional puede tener un impacto significativo en el balance de energía y humedad, comparable con el de las anomalías en la temperatura superficial del mar o el aumento en las concentraciones de CO₂ (Findell *et al.* 2009, Avila *et al.* 2012).

1. Introducción

Malyshev *et al.* (2015) concluyeron que el cambio en la temperatura media anual atribuido a los efectos biofísicos del cambio de cobertura del suelo puede variar de -2.5° a 3.3°C . De igual manera analizaron que la magnitud de su efecto en la temperatura tiende a ser más fuerte a nivel local. Sin embargo, es difícil establecer una relación entre el efecto en el clima local y regional.

La intensidad del efecto del cambio de cobertura del suelo varía de una región a otra debido a las diferencias en la latitud, la climatología, el tipo de suelo o la topografía. En las regiones tropicales, el resultado más notable de la deforestación ha sido la disminución de la evapotranspiración (Mölders 2012; Mahmood *et al.* 2014). Esto, junto con la reducción de la rugosidad de la superficie, altera los flujos turbulentos de energía (aumento de los flujos de calor sensible y disminución de los flujos de calor latente) y resulta en un aumento de la temperatura a nivel regional (Avila *et al.* 2012, Lejeune *et al.* 2015, Malyshev *et al.* 2015, Salazar *et al.* 2016). Por otro lado, en las latitudes medias el efecto del albedo tiende a dominar, debido a que el tamaño de las hojas de los árboles es menor que en los de latitudes tropicales y esto provoca que el papel de la evapotranspiración sea menos importante (Avila *et al.* 2012). Además, la nieve cubre más eficazmente las superficies sin vegetación o con vegetación baja que las áreas boscosas (Malyshev *et al.* 2015), y esto provoca un incremento de albedo, a inicios del invierno, en las áreas sin vegetación boscosa.

El cambio detectado en la precipitación ha sido menos claro y los mecanismos que lo inducen varían de una región del planeta a otra; sin embargo, existen estudios que han concluido que la precipitación disminuye en respuesta a la deforestación a nivel regional. Pitman *et al.* (2004) encontraron una reducción de la precipitación (de entre 0.1 y 0.3 mm por día) asociada con el cambio entre vegetación natural (previa a 1788) y la cobertura de 1988, en la costa suroccidental de Australia. Abidoun *et al.* (2007) también muestran una reducción de la precipitación, de hasta el 60% (5 mm por día) en regiones que experimentan grandes cambios de cobertura del suelo en África Occidental. Lejeune *et al.* (2015) y Salazar *et al.* (2016) encontraron una reducción de la precipitación en respuesta a la deforestación en América del Sur, de entre 3 y 15%, principalmente durante la estación seca.

1.5. Modelación climática

Los modelos climáticos son la principal herramienta disponible para investigar la respuesta del sistema climático a diferentes forzamientos, para realizar predicciones climáticas o proyecciones del clima futuro (Flato *et al.* 2013). Para identificar el impacto del cambio de cobertura del suelo en el clima a escala regional son el recurso más comúnmente usado, ya que pueden ayudar a resolver la complejidad de las interacciones entre la atmósfera y la superficie; además de que es posible aislar el efecto biogeofísico del cambio de cobertura del suelo en el clima, mediante el diseño de diferentes experimentos.

Un modelo climático refleja el avance en el conocimiento de procesos físicos que han sido estudiados a través de observaciones y teóricamente. Los Modelos de Circulación General de la Atmósfera (MCG) surgieron a partir de los modelos de predicción del tiempo meteorológico (Stocker 2011), y se han utilizado para investigar los mecanismos, los procesos y los forzantes del sistema climático que son responsables del clima del planeta (Franco 2015). Dada la importancia de los diferentes componentes del sistema climático (Atmósfera, Hidrosfera, Criosfera, Litosfera, Biosfera) se han desarrollado MCG acoplados océano-atmósfera (AOGCM, por sus siglas en inglés), que se han utilizado principalmente para la predicción climática estacional y decadal (Stocker 2011). Los Modelos del Sistema Tierra (ESM, por sus siglas en inglés) son modelos acoplados que incluyen la representación de ciclos biogeoquímicos (ciclo de carbono, azufre u ozono). Estos modelos permiten simular respuestas pasadas y futuras del sistema climático a forzamientos externos, en los que los procesos de retroalimentación biogeoquímicos juegan un papel importante (Flato *et al.* 2013). Los Modelos del Sistema Tierra de Complejidad Intermedia (ESMIC, por sus siglas en inglés) se han desarrollado para simplificar procesos o tener menor resolución. Éstos permiten realizar experimentos de largos periodos (de miles de años) o grandes ensambles de experimentos (Stocker 2011), con el fin de resolver preguntas científicas específicas.

Los Modelos Climáticos Regionales son modelos de área limitada con representaciones de procesos climáticos comparables a los modelos acoplados, aunque normalmente sin interacción dinámica con el océano y la capa de hielo del océano. Se utilizan generalmente

1. Introducción

para hacer una reducción de escala dinámica (*downscaling*)³ a partir de simulaciones de modelos globales, en una región geográfica particular, con el fin de proporcionar información más detallada (Flato *et al.* 2013). Los modelos de alta resolución (menor o igual a una separación entre puntos de malla de 50 km), incorporan los forzantes en superficie de alta resolución como la topografía, el tipo de vegetación, el tipo de suelo y líneas de costa (Franco 2015). Esto implica que el estudio de procesos como el cambio de cobertura del suelo se beneficia con la reducción de escala de los Modelos Climáticos Regionales.

1.6. Modelo Climático Regional RegCM

El Modelo Climático Regional RegCM, actualmente desarrollado y distribuido por el *Abdus Salam International Center for Theoretical Physics* ubicado en Trieste, Italia, se ha aplicado para una amplia gama de estudios climáticos regionales, desde estudios de procesos hasta paleoclimatología y proyecciones del clima futuro (Giorgi *et al.* 2012). Fue el primer modelo de área limitada desarrollado para la simulación de clima regional a largo plazo. Desde su primera versión, desarrollada a finales de la década de los 80, hasta la más actual (RegCM4), el modelo ha sido constantemente actualizado y revisado. La versión 4 ha sido utilizada para simular el clima en latitudes medias y regiones tropicales, con razonable precisión (Diro *et al.* 2012, Giorgi *et al.* 2012, Ali *et al.* 2015, Fuentes-Franco *et al.* 2016, Martínez-Castro *et al.* 2016), además de que el código fuente del modelo está disponible gratuitamente para fines de investigación y se puede utilizar en cualquier región del planeta (Elguindi *et al.* 2012). En México, el modelo RegCM ha sido utilizado por diferentes instituciones y universidades para la simulación del clima regional. Franco (2015) realizó una evaluación de la habilidad del modelo RegCM4.3 para reproducir las características del clima regional de verano en México, encontrando que presenta debilidades en la representación de la circulación de gran escala en la atmósfera y los procesos físicos descritos en las parametrizaciones del modelo. Cabe aclarar que la mayoría de los modelos climáticos comparten muchos de estos problemas, y la elección de uno en particular debe estar guiada por el fin con el que se busca

³ La reducción de escala dinámica se refiere al proceso de aumentar la resolución de los modelos globales o de reanálisis climáticos a partir de las ecuaciones dinámicas (movimiento, estado, termodinámica). La reducción de escala, en Climatología, es un aumento en la escala cartográfica, y una disminución del dominio.

aplicarlo. Es importante tomar en cuenta las debilidades del modelo RegCM en la interpretación de los resultados; no obstante, es una herramienta útil para representar la generalidad del clima y, debido a su alta resolución, un estudio de cambio de cobertura del suelo se ve beneficiado con su uso.

RegCM cuenta con el esquema de transferencia biosfera-atmósfera *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS), que se ha utilizado desde las primeras versiones del modelo. Dicho esquema utiliza una serie de parámetros biogeofísicos para describir los intercambios de energía y agua entre la atmósfera y la superficie (Giorgi *et al.* 2012). La descripción del uso de este y otros esquemas, así como de los programas de procesamiento del modelo RegCM4.3, se presentan en la sección de metodología.

1.7. Cambio de cobertura del suelo en México

En México, se ha reconocido que el cambio de cobertura del suelo y la degradación forestal son la principal causa de la pérdida de biodiversidad, además de ser grandes contribuyentes a las emisiones de gases de efecto invernadero en el país (Gómez-Mendoza *et al.* 2009, Estrada *et al.* 2015). En cuanto al efecto del cambio de cobertura del suelo en el clima, se ha identificado, a nivel local, que el incremento de la urbanización ha originado una tendencia positiva de las temperaturas en las ciudades, que se denomina isla de calor (Jáuregui 2005). También se han detectado tendencias de disminución de la temperatura en el noreste de México (Sánchez *et al.* 2012) que se discute que podrían estar asociadas a procesos de cambio de cobertura del suelo.

En cuanto a los efectos que tiene este fenómeno en el clima regional, Salas (2016) realizó una proyección del efecto del cambio de cobertura del suelo en el transporte de humedad en las costas del Golfo de México. Analizó las salidas de experimentos realizados con el modelo RegCM4 utilizando la cobertura del suelo de 2010 y una proyección para 2030. Los resultados muestran un aumento en la temperatura (entre 0.3°C y 1.5°C) en las regiones de mayor deforestación proyectada, así como un aumento de la convergencia del flujo de humedad (entre 1 y 6 kgm⁻²s⁻¹). Por otro lado, Barradas *et al.* (2008) presentaron un análisis de los cambios en la precipitación pluvial en la zona central montañosa del estado de

1. Introducción

Veracruz, implementando el Modelo Climático de Mesoescala MM5. Al modificar la cobertura de vegetación original a pastizales detectaron tendencias negativas en la precipitación en la estación seca; no obstante, no se reportaron los valores de estas tendencias en una publicación científica. Mayor investigación es requerida para determinar el efecto biogeofísico de la deforestación en el clima a nivel regional en el país.

1.8. La Costa Central del Golfo de México

La Costa Central del Golfo de México es una región ubicada entre las zonas tropical y subtropical del hemisferio norte. Se trata de una llanura costera que se eleva en altitud conforme se avanza en dirección oeste hacia la Sierra Madre Oriental. Durante la estación de lluvias o estación húmeda —mayo a octubre— dominan patrones de latitudes tropicales, debido al desplazamiento hacia el norte de la Zona Intertropical de Convergencia. Las ondas del este y los ciclones tropicales, característicos de esta época, generan movimientos ascendentes que favorecen mayor precipitación. En la estación seca —noviembre a abril— dominan las condiciones de latitudes medias en el norte de la región, donde persiste un patrón de subsidencia. En esta época del año la precipitación (menor que en la estación húmeda) está relacionada con los vientos del norte que recogen humedad del Golfo de México y generan precipitación en la costa (García 2003). La determinación de un dominio rectangular que incluyera la forma irregular de la región costera se describe en la sección de metodología (ver figura 2.2).

Esta región se ha visto históricamente afectada por la pérdida de bosques y selvas; siendo un reflejo de la tendencia global de mayor desarrollo de actividades humanas en las costas (Mendoza-González *et al.* 2012). Actualmente, la Costa Central del Golfo de México se encuentra ocupada, principalmente, por actividades agropecuarias. Gómez-Mendoza *et al.* (2009) calcularon que, en la costa del Golfo de México (toda la costa dentro del territorio mexicano), de 1980 a 2000 hubo una pérdida de 3,306,000 ha de selva perennifolia, así como una pérdida cercana a 764,000 ha de selva caducifolia y 199,000 ha de bosques de pino y encino. En términos generales, agrupan la cobertura del suelo en cuatro categorías, con el fin de visualizar a grandes rasgos la magnitud del cambio entre ambas fechas (Tabla 1.1). Identificaron que el principal controlador del cambio de cobertura del suelo era la apertura

de zonas de vegetación natural a pastizales para la ganadería; en segundo lugar, la expansión de la frontera agrícola; y, en tercero, el crecimiento urbano (turístico, industrial y comercial). Otro resultado fue que se identificó un aumento de más del 100% en la agricultura de riego.

Categoría	Cobertura 1980 (ha)	Cobertura 2000 (ha)
Vegetación primaria con vegetación secundaria arbórea	23,491,993	16,683,448
Vegetación secundaria arbustiva y herbácea	7,860,862	8,613,084
Áreas transformadas ⁴	14,847,007	20,759,471
Otras categorías ⁵	609,806	452,236

Tabla 1.1 Comparación del área de cuatro grandes categorías de coberturas del suelo entre 1980 y 2000 en la costa del Golfo de México. Tomado de Gómez-Mendoza *et al.* (2009).

Otros trabajos que identifican el cambio de cobertura del suelo, dentro de la región de estudio, se han realizado a nivel de estado o a nivel local. En el estado de Veracruz se estima que cerca del 36% de vegetación natural se ha perdido entre 1980 y principios del siglo XXI (Mendoza-González *et al.* 2012). Este porcentaje podría ser mucho mayor si se considera la cobertura de años anteriores a 1980, por ejemplo, el periodo entre 1940 y 1970, en el que la inversión pública y privada en actividades agrícolas incrementó drásticamente en México, y que fue seguida de un aumento en la actividad ganadera (Reyes *et al.* 2006), acompañada de la introducción de ganado cebú y pastizales mejorados en 1950 (Moreno-Casasola *et al.* 2012). Reyes *et al.* (2006) calcularon, a partir del análisis de imágenes del satélite Landsat, que, en la región noreste de San Luis Potosí, sur de Tamaulipas y norte de Veracruz, se desmontaron más de 73 000 ha de selva entre 1973 y 1985, lo que significó una tasa anual de deforestación del 11%. De acuerdo con los autores, dichos resultados coinciden con otros estudios realizados en Palenque, Chiapas y Tenosique, Tabasco. Lo anterior indica que

⁴ Las áreas transformadas comprenden las diferentes clases de agricultura, los pastizales cultivados e inducidos, las plantaciones forestales y los asentamientos humanos.

⁵ Las otras categorías se refieren a los cuerpos de agua y las áreas sin vegetación aparente.

1. Introducción

existieron procesos de deforestación provocados por proyectos de desarrollo previos a 1980. Desafortunadamente, no se cuenta con información oficial de la cobertura del suelo a nivel nacional previa a esa fecha, pero se puede afirmar que la agricultura y la ganadería han ganado extensos territorios sobre bosques, selvas y humedales, en el último siglo.

1.9. Planteamiento del problema

La Costa Central del Golfo de México se ha visto históricamente alterada por procesos de cambio de cobertura del suelo, determinados por la deforestación de bosques y, principalmente, selvas que han sido sustituidos por pastos inducidos y agricultura de temporal y de riego. Moreno-Casasola *et al.* (2012) estudiaron que, especialmente, los pastos han alterado las condiciones hidrológicas y las características del suelo, ya que éstos retienen menor humedad que la vegetación natural de la región. El efecto que este cambio ha tenido en el clima regional requiere de mayor investigación, ya que puede contribuir al cambio en la temperatura y la precipitación.

En el Acuerdo de París (2016) se destacó el papel clave de los bosques en la meta de no superar el aumento de 2°C en la temperatura global. Se plantea que los bosques tienen el potencial de mitigar el cambio climático si se reduce la deforestación. No obstante, se ha resaltado la necesidad de mejores datos y mayor investigación sobre el efecto de la disminución de la deforestación en el clima (Grassi *et al.* 2017), con el fin de acreditar su efecto de mitigación en distintas escalas espaciales y temporales. El efecto de la reducción de la deforestación se ha asociado, principalmente, con la reducción de emisiones de gases de efecto invernadero. Sin embargo, sumado a este efecto biogeoquímico, está su efecto biogeofísico en el clima. A pesar de que el efecto biogeofísico ha mostrado tener poca importancia a nivel global, es necesario que se profundice en el estudio de su efecto a nivel regional, con el fin de proponer acciones de manejo y protección de los bosques que se adecuen a cada región del planeta. Tener conocimiento del signo y magnitud de la contribución de los mecanismos biogeofísicos del cambio de cobertura del suelo al cambio en el clima, en la Costa Central del Golfo de México, permitirá el análisis de propuestas de mitigación a partir del manejo de los recursos agrícolas y forestales.

A pesar de las limitaciones que se han discutido, una de las herramientas más importantes para este tipo de estudios son los modelos climáticos regionales, a través de los cuales se puede representar la modificación de la cobertura del suelo y su impacto en las propiedades biogeofísicas de la superficie y en las variables atmosféricas. Uno de los modelos que tiene el potencial para ser usado con este propósito, en México, es RegCM. Quien suscribe, tuvo la oportunidad de recibir capacitación en el uso del modelo RegCM en el Taller de Modelación Climática Regional, impartido en el Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (INECC) en coordinación con el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), así como en la colaboración con miembros del grupo de investigación de Climatología Aplicada de la Licenciatura en Ciencias Atmosféricas de la Universidad Veracruzana⁶. Se contó con información oficial de la cobertura del suelo en diferentes fechas, a nivel nacional, publicada por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). A partir de estos datos y herramientas fue que se planteó resolver el problema del efecto biogeofísico del cambio de cobertura del suelo en el clima de la Costa Central del Golfo de México, una de las regiones con mayor deforestación en el país.

1.10. Objetivos

El objetivo general de esta tesis es evaluar la sensibilidad de la temperatura y la precipitación al efecto biogeofísico del cambio de cobertura del suelo en la Costa Central del Golfo de México, a partir de experimentos numéricos realizados con el Modelo Climático Regional RegCM versión 4.3.

Se pretende identificar diferencias en el efecto del cambio de cobertura del suelo en el clima durante la estación húmeda y la estación seca, así como entre experimentos realizados durante un año más seco de lo normal y uno más lluvioso de lo normal. Con esto se espera profundizar en el entendimiento de la contribución del cambio de cobertura del suelo al cambio en la temperatura y la precipitación estacional, a nivel regional.

⁶ La asesoría principal se recibió del Dr. Juan Matías Méndez Pérez, encargado del Laboratorio de Simulación Numérica de la Atmósfera “Dr. Julián Adem Chain”.

1.11. Hipótesis

Gran parte de los estudios sobre cambio de cobertura del suelo, especialmente los realizados en zonas tropicales, han concluido que la deforestación genera un aumento en la temperatura cercana a la superficie y, con mayor incertidumbre, una disminución en la precipitación. Estos patrones pueden ser similares en la Costa Central del Golfo de México y pueden ser identificados mediante el uso del modelo RegCM4.3, que está acoplado con el Esquema de Transferencia Biósfera-Atmósfera (BATS). Dicho esquema asigna parámetros a las propiedades físicas de la superficie de distintas coberturas de suelo, consideradas en su clasificación. Si se modifica la cobertura del suelo determinada por BATS y se utiliza la definida por INEGI, para distintos periodos de tiempo, se obtendrá el impacto del cambio de cobertura del suelo en el clima, detectado por el modelo. De acuerdo con lo analizado en este capítulo, se puede esperar que el cambio de cobertura del suelo tenga un impacto en los flujos de energía y de humedad entre la superficie y la atmósfera, y que, a través de éstos, tenga una expresión en el cambio de la precipitación y la temperatura.

2. Metodología

2.1. Modelo RegCM4.3

Después de la construcción de un marco de referencia sobre los principales efectos del cambio de cobertura del suelo en el clima a escala regional, y del desarrollo de una hipótesis sobre el resultado que se espera obtener en la Costa Central del Golfo de México, se describe el uso del Modelo Climático Regional RegCM versión 4.3 como herramienta para evaluar el efecto del cambio de cobertura del suelo en el clima de la región de estudio (Figura 2.1).

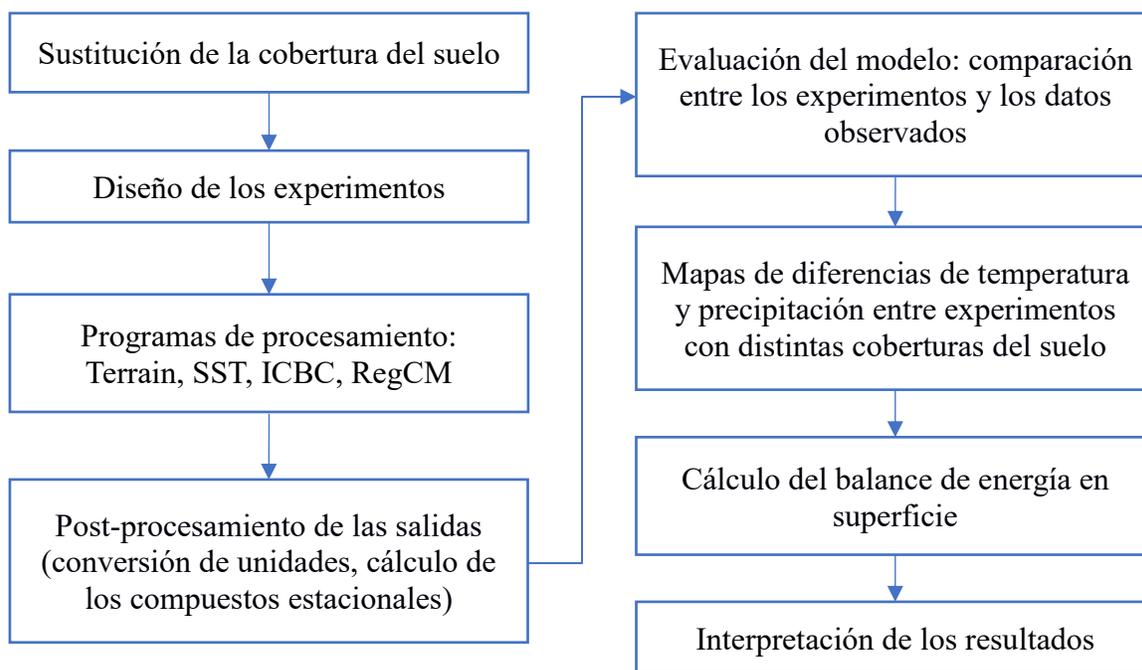


Figura 2.1. Esquema de la metodología.

2. Metodología

RegCM es un modelo de área limitada cuyo núcleo dinámico resuelve las ecuaciones primitivas (ecuaciones de Navier-Stokes) en tres dimensiones. Considera un balance hidrostático, lo cual implica que la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de gravedad están en equilibrio. Tiene coordenadas sigma en la vertical, éstas siguen el terreno en niveles bajos mientras que en niveles altos tienden a aproximarse a superficies isobáricas. Utiliza una malla horizontal tipo Arakawa B, en donde las variables de velocidad y las escalares se calculan horizontalmente escalonadas (Elguindi *et al.* 2011). Incluye parametrizaciones de transferencia radiativa, capa límite planetaria, convección, procesos de superficie e intercambios aire-océano. Las variables que emplea como entrada el modelo son llamadas variables de pronóstico, y son 5: 1) Componente zonal del viento (u), 2) Componente meridional del viento (v), 3) Humedad relativa, 4) Altura geopotencial y 5) Temperatura del aire; todas a diferentes niveles de presión y cada 6 horas. A partir de estas variables, el modelo regional calcula variables derivadas. La temperatura superficial del mar (TSS) se prescribe cada seis horas a partir de productos de TSS semanales o mensuales.

Estudios en otras regiones del mundo han utilizado RegCM para evaluar el efecto del cambio de cobertura del suelo en el clima. Algunos ejemplos incluyen estudios en África Occidental (Abidoun *et al.* 2007, Wang *et al.* 2017), África Oriental (Otieno y Anyah 2012), California, Estados Unidos (Kueppers *et al.* 2007) y en el Sureste Asiático (Gao *et al.* 2007, Lian *et al.* 2009). En general, los estudios que han utilizado modelos climáticos proponen realizar un experimento control con la cobertura del suelo actual, y estudiar la diferencia con respecto a un experimento realizado con una cobertura del suelo anterior en el tiempo (Otieno y Anyah 2012), con vegetación potencial (no perturbada) (Findell *et al.* 2007), o con una cobertura proyectada (Lian *et al.* 2009). La diferencia entre un experimento y otro es el efecto del cambio de cobertura del suelo en las variables de interés.

En esta tesis se realiza la evaluación del cambio de cobertura de 1980 a 2010 y del cambio de la vegetación primaria a 2010. Más información sobre el dominio y los periodos de análisis se presenta en el diseño de los experimentos.

2.2. Datos observados para la evaluación del modelo

Se utilizaron datos observados para evaluar el desempeño del modelo RegCM4.3. Para la temperatura se utilizaron los datos de las Series de Tiempo 3.23 de la Unidad de Investigación Climática (CRU TS3.23 por sus siglas en inglés)⁷, de la Universidad del Este de Anglia. La malla de los datos es global y tiene datos mensuales desde enero de 1901 hasta diciembre de 2014, con una resolución espacial de 0.5° (Harris *et al.* 2014). Estos datos fueron remapeados a una malla de 50 km de resolución.

Para la precipitación se utilizó la base de Datos de Precipitación Mediante Banda Infrarroja con Datos de Estaciones del grupo de Amenazas Climáticas (CHIRPS por sus siglas en inglés)⁸ de la Universidad de California en Santa Bárbara. La malla de los datos abarca una latitud de 50°S-50°N y todas las longitudes, con datos diarios de 1981 al presente (Funk *et al.* 2015). Las imágenes disponibles de esta base tienen una resolución espacial de 0.5°, que fueron remapeados a una malla de 20 km de resolución.

2.3. Cartas de uso de suelo y vegetación

Para la sustitución de la cobertura del suelo, se utilizó la cartografía de Uso de Suelo y Vegetación de las series I y V de INEGI, representativas de 1980 y 2010 respectivamente. Tienen una escala de 1:250,000 y están disponibles en formato vectorial. También de INEGI, se utilizó la carta de Vegetación Primaria, que es un producto que modela la extensión de los tipos de cobertura natural antes de ser intervenidos por la actividad humana. Este producto se utilizó como referencia de la cobertura del suelo previa al siglo XIX. Tiene una escala de 1:1,000,000 y está disponible en formato vectorial.

Se calculó el cambio de cobertura del suelo de 1980 a 2010 y de la vegetación primaria a 2010, con el fin de observar los cambios de cobertura del suelo más importantes entre cada fecha. A partir de matrices de transición, se clasificó el cambio de cobertura en: 1) Deforestación (cambio de vegetación natural a actividad agropecuaria, excepto si cambió a

⁷ <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.UEA/.CRU/.TS3p23/.monthly/.tmp/>

⁸ <http://chg.geog.ucsb.edu/data/chirps/>

2. Metodología

agricultura de riego), 2) Reforestación (cambio de actividad agropecuaria a vegetación natural), 3) Crecimiento de la agricultura de riego, 4) Actividades agropecuarias sin cambios, 5) Vegetación natural sin cambios, 6) Otros, que incluyen asentamientos humanos y áreas sin vegetación aparente, y 7) Cuerpos de agua.

2.4. Sustitución de la cobertura del suelo

Los procesos en superficie del modelo RegCM4.3 se representan a través del esquema BATS, que está diseñado para describir el papel de la vegetación y el suelo en los intercambios de momento, energía y vapor de agua entre la superficie y la atmósfera (Elguindi *et al.* 2011). Este esquema asigna un tipo de cobertura del suelo a cada punto de malla en el modelo. Se realizó una equivalencia de los tipos de cobertura de INEGI con los de BATS. El primer paso fue la agrupación de los tipos de vegetación y usos de suelo de la cartografía de INEGI en 18 tipos de cobertura del suelo. Posteriormente, se determinaron las equivalencias de estos tipos de cobertura con los del esquema de BATS y se les asignó el número correspondiente (Tabla 2.1). Se obtuvo una nueva columna en la tabla de atributos de las cartas vectoriales, que contenía el número equivalente en la clasificación de BATS. Un ejemplo de este proceso fue la agrupación del bosque de pino, oyamel, cedro, ayarín y táscate en la clase Bosque de coníferas, que se igualó a la clasificación de: Árbol perenne de hoja delgada, es decir, el número 3.

Debido a la clasificación del esquema BATS en la versión 3.4 de RegCM, en este estudio no se incluyó el efecto de los asentamientos humanos y zonas urbanas. Se asignaron en la clase de semidesierto, con el fin de que tuvieran la respuesta de superficies parcialmente cubiertas de vegetación, con un ciclo estacional de humedad del suelo y de evapotranspiración bajos con respecto a las coberturas boscosas. Como se verá más adelante, esta elección no tendrá un impacto importante en los resultados debido a que se trata de áreas pequeñas con respecto a la resolución de los experimentos. Cabe señalar que, debido a las diferentes metodologías para el cálculo de cuerpos de agua en las cartas de INEGI, se utilizó siempre la máscara de cuerpos de agua de 2010.

INEGI (agrupado)	Cobertura de BATS asignada
Agricultura de temporal	1. Cultivo/cultivo mixto
Pastizal inducido	2. Pasto corto
Pastizal natural	2. Pasto corto
Bosque de coníferas	3. Árbol perenne de hoja delgada
Bosque mesófilo de montaña	3. Árbol perenne de hoja delgada
Bosque de encino	4. Árbol caducifolio de hoja delgada
Selva caducifolia y subcaducifolia	5. Árbol caducifolio de hoja ancha
Selva perennifolia y subperennifolia	6. Árbol perenne de hoja ancha
Área sin vegetación aparente	8. Desierto
Agricultura de riego y humedad	10. Cultivo de riego
Matorral	11. Semidesierto
Asentamientos humanos	11. Semidesierto
Cuerpo de agua	14. Aguas continentales
Océano	15. Océano
Mezquital y matorral perennifolio	16. Arbusto de hoja perenne
Matorral caducifolio	17. Arbusto caducifolio
Bosque de coníferas y encinos	18. Bosque mixto
Bosque/campo mosaico	19. Bosque/campo mosaico
Vegetación hidrófila	20. Mezcla de agua y tierra

Tabla 2.1. Equivalencia entre las coberturas de INEGI y las de BATS. La determinación de estas equivalencias se basó en la *Guía para la interpretación de cartografía: Uso del suelo y vegetación* de INEGI (2014) y mediante la consulta del juicio de expertos: Dr. René Colditz (CONABIO), Mtro. José Manuel Espinoza Rodríguez (UNAM).

Durante la integración numérica del modelo RegCM, se calculan valores como la humedad del suelo, evapotranspiración, escorrentía superficial y subterránea, flujos de calor y humedad en la superficie, la fracción de radiación de onda corta absorbida en superficie y la radiación de onda larga emitida por la superficie, entre otros. Estos valores dependen de diferentes parámetros de la superficie, que se asignan a través de índices, de acuerdo con la clasificación del esquema BATS (Tabla 2.2).

2. Metodología

Parámetro / Cobertura del suelo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Fracción de cobertura vegetal máx.	0.85	0.80	0.80	0.80	0.80	0.90	0.80	0.00	0.60	0.80	0.35	0.00	0.80	0.00	0.00	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	
Diferencia entre la fracción de cobertura vegetal máx. y la cobertura a 269 K	0.6	0.1	0.1	0.3	0.5	0.3	0.0	0.2	0.6	0.1	0.0	0.4	0.0	0.0	0.2	0.3	0.2	0.4	0.4		
Rugosidad (m)	0.08	0.05	1.00	1.00	0.80	2.00	0.10	0.05	0.04	0.06	0.10	0.01	0.03	0.0004	0.0004	0.10	0.10	0.80	0.3	0.3	
Altura de desplazamiento (m)	0.0	0.0	9.0	9.0	0.0	18.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Resistencia estomática mín. (s/m)	45	60	80	80	120	60	60	200	80	45	150	200	45	200	200	80	120	100	120	120	
Índice de Área Foliar máx.	6	2	6	6	6	6	6	0	6	6	6	0	6	0	0	6	6	6	6	6	
Índice de Área Foliar mín.	0.5	0.5	5	1	1	5	0.5	0	0.5	0.5	0.5	0	0.5	0	0	5	1	3	0.5	0.5	
Tallos (índice de materia muerta)	0.5	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	0.5	0.5	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	
Inverso de la raíz cuadrada de la dimensión de la hoja ($m^{-1/2}$)	10	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	
Factor de sensibilidad a la luz (m^2W^{-1})	0.02	0.02	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02
Profundidad de la capa superficial del suelo (mm)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Profundidad del suelo en la zona de raíz (mm)	1000	1000	1500	1500	2000	1500	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	2000	2000	2000
Profundidad total del suelo (mm)	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000
Textura del suelo	6	6	6	6	7	8	6	3	6	6	5	12	6	6	6	6	5	6	6	0	
Color del suelo	5	3	4	4	4	4	4	1	3	3	2	1	5	5	5	4	3	4	4	0	
Albedo de la vegetación para longitudes de onda $< 0.7 \mu m$	0.10	0.10	0.05	0.05	0.08	0.04	0.08	0.20	0.10	0.08	0.17	0.80	0.06	0.07	0.07	0.05	0.08	0.06	0.06	0.06	
Albedo de la vegetación para longitudes de onda $> 0.7 \mu m$	0.30	0.30	0.23	0.23	0.28	0.20	0.30	0.40	0.30	0.28	0.34	0.60	0.18	0.20	0.20	0.23	0.28	0.24	0.18	0.18	

Tabla 2.2. Valores de los parámetros que utiliza el esquema BATS para los distintos tipos de cobertura del suelo. Fuente: Elguindi *et al.* (2011).

La distribución geográfica de los tipos de cobertura está representada, a nivel global, dentro de un archivo NetCDF (BATS30.nc), que tiene una resolución de pixel de ~1 km. El *área mínima cartografiable* de las cartas de INEGI 1:250,000 es de 250 m y la de la carta 1:1,000,000 es de 1 km, por lo que se ajustó el formato y la escala para que coincidieran con el archivo BATS30.nc. Para este proceso, se extrajo la información de las coordenadas de los puntos de malla del archivo BATS30.nc y se les asignó el valor de la cartografía de INEGI, mediante la herramienta *Identity* de ArcGis versión 10.1. De este proceso resultó una malla de puntos que se procesó con lenguaje de programación Python para crear un archivo NetCDF con la distribución espacial de la cobertura de INEGI para México (1980, 2010 y Vegetación Primaria), y sustituirlo en el archivo BATS30.nc⁹.

2.5. Diseño de los experimentos

Antes de iniciar los módulos y la integración numérica del modelo, se realizó el diseño de los experimentos, en donde se definió la extensión del dominio, la escala temporal, las condiciones iniciales y de frontera y las diferentes parametrizaciones a utilizar. Además de la consulta bibliográfica, para definir el diseño de los experimentos, se colaboró con el grupo de trabajo que dirige el Dr. Juan Matías Méndez Pérez, de la Universidad Veracruzana.

2.5.1. Dominio

Los experimentos se hicieron en dos dominios, con el fin de obtener mayor resolución en los resultados. El primer dominio tuvo una resolución horizontal de 50 km (distancia entre cada punto de malla horizontal), proyección *Normal Mercator*, con 89 puntos de malla de latitud y 135 de longitud, y con 18 niveles sigma en la vertical. Se buscó que la extensión fuera lo suficientemente amplia para permitir al modelo generar su propia circulación y procesos en la atmósfera más relevantes para la costa del Golfo de México.

⁹ Para construir el archivo NetCDF, se recibió la asesoría del M. en C. Diego Jiménez de la Cuesta Otero (MPI-Hamburgo) en el manejo del lenguaje de programación Python.

2. Metodología

Para obtener mayor resolución sobre el fenómeno de interés, es decir el cambio de cobertura del suelo, se diseñó un segundo dominio con una resolución horizontal de 20 km, en proyección *Normal Mercator*, con 88 puntos de malla de latitud y 110 de longitud, y con 18 niveles sigma en la vertical. Debido a que el modelo es hidrostático, no se recomiendan resoluciones menores a 20 km. El dominio de la región de estudio se encuentra alejado, al menos 10 puntos de malla, de los límites del dominio de 20 km; comprende la Costa Central del Golfo de México y un margen de observación que incluye la forma irregular de la llanura costera y permite comparar la región costera con el centro del país (Figura 2.2).

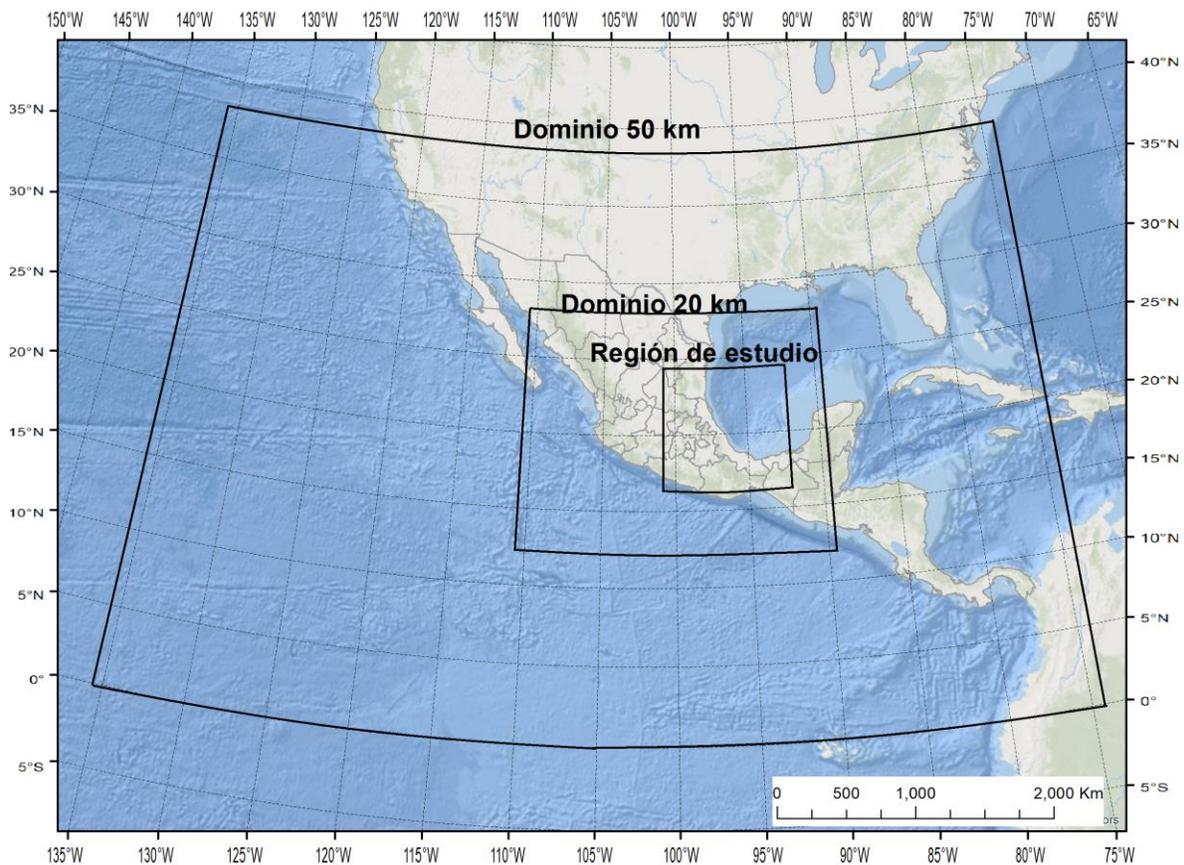


Figura 2.2. Dominio de la región de estudio, dominio con resolución horizontal de 20 km y dominio con resolución horizontal de 50 km.

2.5.2. Periodos de análisis y experimentos realizados

Se realizaron las corridas en dos años diferentes, uno más seco de lo normal (mayo de 1997 a abril de 1998) y uno más húmedo de lo normal (mayo de 2013 a abril de 2014); se consideró normal la climatología de 1981 a 2016. Se corrió cada periodo con cuatro coberturas del suelo diferentes: 1) Esquema predeterminado BATS, 2) Esquema BATS modificado con la cobertura de INEGI-1980, 3) Esquema BATS modificado con la cobertura de INEGI-2010 (experimento control), 4) Esquema BATS modificado con la cobertura de INEGI-Vegetación Primaria. En total, se realizaron 16 corridas (Tabla 2.3).

Periodo	Suelo BATS (Predeterminado)	Suelo 1980	Suelo 2010 (experimento control)	Vegetación Primaria
1997-1998	regcm_50k_s0_p1	regcm_50k_s1_p1	regcm_50k_s5_p1	regcm_50k_s6_p1
2013-2014	regcm_50k_s0_p2	regcm_50k_s1_p2	regcm_50k_s5_p2	regcm_50k_s6_p2
1997-1998	regcm_20k_s0_p1	regcm_20k_s1_p1	regcm_20k_s5_p1	regcm_20k_s6_p1
2013-2014	regcm_20k_s0_p2	regcm_20k_s1_p2	regcm_20k_s5_p2	regcm_20k_s6_p2

Tabla 2.3. Experimentos realizados en los dominios de resolución horizontal de 50 km y 20 km, para 1997-1998 y 2013-2014. El número junto a “s” se refiere a la cobertura de suelo que se utilizó: s0 = BATS, s1 = 1980, s5 = 2010 y s6 = vegetación primaria. El número junto a “p” se refiere al año de realización del experimento: p1 = 1997-1998 y p2 = 2013-2014. Los experimentos marcados en negritas son los que fueron utilizados en la interpretación de los resultados.

2.5.3. Condiciones iniciales y de frontera

Los datos, para las condiciones iniciales y de frontera, con los que se corrieron los experimentos fueron los del reanálisis global ERA Interim¹⁰ realizado por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), con una resolución de 0.75°. Un

¹⁰ <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=pl/>

2. Metodología

reanálisis es una base de datos que utiliza las observaciones disponibles de las condiciones atmosféricas, a nivel global (datos de satélites, radiosondas, reportes de aviones y barcos, boyas, estaciones de superficie); y en conjunto con un modelo de predicción numérica del tiempo, y un método de asimilación de datos, genera una representación uniforme del estado de la atmósfera (Dee *et al.* 2011).

Para la TSS se utilizaron los datos mensuales del análisis ERSST¹¹ —*Extended Reconstructed Sea Surface Temperature*—, de la NOAA —*National Oceanic and Atmospheric Administration*— (Huang *et al.* 2015). A diferencia de un reanálisis, el análisis utiliza un solo modelo numérico para describir el estado de la atmósfera; esto implica que las bases de datos son actualizadas con más frecuencia. Los análisis se utilizan como base para hacer los reanálisis.

2.5.4. Parametrizaciones físicas

Las parametrizaciones físicas se utilizan como aproximaciones para reemplazar procesos que no forman parte de las ecuaciones dinámicas del modelo, ya sea por su escala espacial o por su complejidad. Las parametrizaciones de física que se utilizaron fueron las recomendadas por Fuentes-Franco *et al.* (2016) y Martínez-Castro *et al.* (2016) para distintos experimentos en México o, regiones cercanas, en el Caribe (Tabla 2.4).

Parametrización	Nombre
Esquema de condiciones de frontera laterales:	Relajamiento, técnica exponencial
Esquema de capa límite:	Holtslag PBL (Holtslag, 1990)
Esquema de convección de <i>cumulus</i> :	Tiedtke (océano y continente)
Esquema de humedad:	Humedad explícita (SUBEX; Pal <i>et al.</i> 2000)
Esquema de flujo del océano:	Monin-Obukhov

Tabla 2.4. Parametrizaciones físicas utilizadas en los experimentos.

¹¹ <https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/cmb/ersst/v3b/netcdf/>

La parametrización que presentó mayor complejidad de seleccionar fue la del esquema de convección de *cumulus*; ya que los esquemas mostraron, de manera general, una subestimación de la precipitación en la costa, con respecto a los datos observados. La combinación de la parametrización de Grell en continente (Grell 1993) y Emanuel en el océano (Emanuel 1991) presentó problemas de sobreestimación de la precipitación en las regiones de topografía elevada, y una subestimación en la precipitación de las regiones costeras. La parametrización de Tiedtke (Tiedtke 1989) fue la que mostró mejor resultado en la representación de los patrones espaciales de temperatura y precipitación en la Costa Central del Golfo de México, comparada con los datos observados (Figura 2.3).

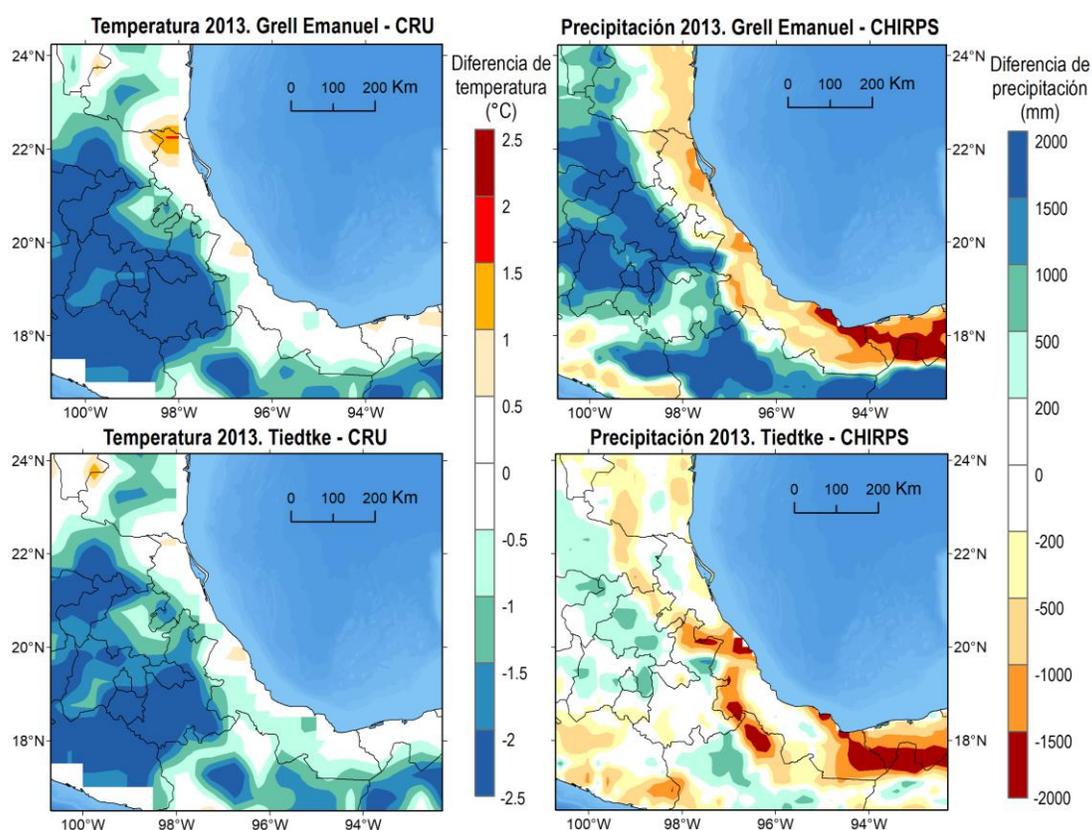


Figura 2.3. Sesgo de la temperatura promedio (izquierda) y la precipitación acumulada (derecha), de los experimentos predeterminados con respecto a los datos observados (CRU y CHIRPS), para el año 2013. Arriba: Grell-Emanuel. Abajo: Tiedtke.

Se seleccionó la parametrización Tiedtke a pesar de encontrarse en un estado temprano en su adecuación para esta versión del modelo RegCM. Cabe resaltar, en esta sección, que

2. Metodología

uno de los problemas más importantes en las predicciones de los modelos climáticos regionales es la elección de la parametrización, ya que el desempeño de éstas varía por región y por estación (Pal *et al.* 2007). Se ha estudiado que, en el modelo RegCM versión 4.3, la parametrización de Tiedtke reproduce la variabilidad estacional de la precipitación convectiva en el sureste de Asia, mejor que otras parametrizaciones (Ali *et al.* 2015). Por otro lado, se ha recomendado su uso en RegCM para América Central y el Caribe (Martínez-Castro *et al.* 2016).

El esquema de condiciones de frontera laterales es necesario debido a que RegCM es un modelo de área limitada. En los experimentos de este trabajo, dichas condiciones se obtuvieron de la interpolación de las salidas del reanálisis de ERA Interim a nivel global. La técnica seleccionada consiste en interpolar los campos de gran escala a la malla del modelo y aplicar la ecuación de relajación y una función exponencial, que determinan que la malla se vea forzada por las condiciones laterales del reanálisis (Giorgi *et al.* 2012). El esquema de capa límite parametriza la mezcla turbulenta dentro de la troposfera inferior, en este caso se seleccionó el esquema desarrollado por Holtslag *et al.* (1990) (Elguindi *et al.* 2011). El esquema de humedad explícita (SUBEX) se encarga de resolver la precipitación y las nubes no convectivas. Se determina la fracción de la celda cubierta por nubes, basada en la humedad relativa local, y se utiliza una formulación a partir de la cual una fracción del agua de la nube se convierte en precipitación (Giorgi *et al.* 2012). Por último, el esquema de flujo del océano describe los intercambios turbulentos de calor, momento y humedad entre el océano. BATS utiliza las relaciones de Monin-Obukhov para calcular los flujos (Giorgi *et al.* 2012). El modelo RegCM4.3 cuenta con otros esquemas, como el de radiación, que no fueron modificados en este trabajo.

2.6. Programas de procesamiento

Una vez diseñados los experimentos, se inició la realización de las corridas. El procedimiento consta de diferentes programas organizados en tres procesos: 1) Pre-procesamiento, 2) Integración numérica y 3) Post-procesamiento (Figura 2.4).

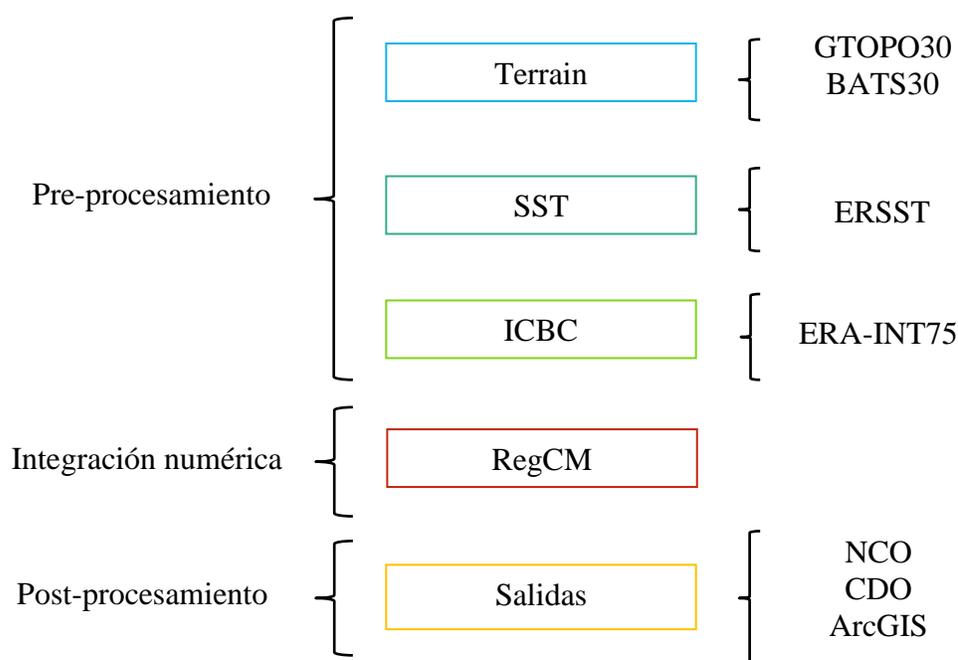


Figura 2.4. Programas de procesamiento del modelo RegCM 4.3.

Terrain es el primer programa; en él se crea el archivo DOMAIN para localizar el modelo en una región del planeta. Contiene información de la topografía, la base de la cobertura del suelo, la información de la proyección y la máscara de océano y continente. También es aquí en donde se prepara el archivo LANDUSE, que contiene los valores del esquema BATS a la resolución horizontal de las corridas.

El segundo programa, sst, prepara la temperatura superficial del mar para el modelo, a partir de la base de datos global, y genera el archivo SST. Este se utilizará para generar las condiciones iniciales y de frontera.

El tercer programa es el icbc, con él se crea el archivo ICBC que contiene las condiciones iniciales y de frontera para el modelo: presión, temperatura, componentes del viento y la humedad atmosférica en la malla. Es aquí en donde se determina la fecha de inicio y fin de los experimentos, así como el tipo de calendario a utilizar y el intervalo en horas de los datos. Después de este paso, ya se cuenta con lo necesario para realizar las corridas.

2. Metodología

El programa principal es RegCM, en el cual se llama a los módulos del núcleo dinámico y las parametrizaciones, y se realizan los cálculos y la integración numérica. Este proceso es el que requiere mayor tiempo de cómputo. Una vez terminados los cálculos, el directorio de salida contendrá el archivo ATM, que contiene el estado de la atmósfera en el modelo, en coordenadas sigma; el archivo SRF, que contiene las variables de superficie; el archivo RAD, que contiene la información de los flujos de radiación; y el archivo STS, que contiene información estadística diaria de algunas variables.

Por último, en la etapa del post-procesamiento se analizan las salidas del modelo, que son los archivos mencionados en el párrafo anterior. Para esta investigación se utilizaron las variables de salida de la temperatura cercana a la superficie y la precipitación.

Mediante el uso de scripts de Shell, se combinaron operadores de CDO (*Climate Data Operators*) y NCO (*NetCDF Operators*) con el fin de realizar compuestos de las variables de interés para la estación de lluvias —mayo a octubre— y la estación seca —noviembre a abril del siguiente año—. Para la precipitación, se transformaron las unidades de medida de $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ a milímetros (mm) acumulados en seis meses. Para la temperatura, se transformaron las unidades de Kelvin a grados Celsius y se calculó el promedio estacional para 1997-1998 y 2013-2014. El diseño de los mapas finales se realizó en ArcGIS.

2.7. Evaluación del modelo y mapas de diferencias entre experimentos

Una vez obtenidos los compuestos estacionales, con ayuda de operadores de CDO, se calcularon las diferencias de los resultados de los experimentos de control con los datos observados. El experimento que se consideró como control fue el de la cobertura de INEGI de 2010, ya que fue la que tuvo menor sesgo con respecto a los datos observados, además de que la cobertura de suelo es la más cercana a la realidad.

También mediante operadores de CDO, se realizaron mapas de diferencias entre los compuestos estacionales de las diferentes salidas, con el objetivo de calcular el impacto del cambio de cobertura del suelo en las variables de interés. Se realizó el mismo procedimiento para los compuestos estacionales de los experimentos de 1997-1998 y 2013-2014. Para determinar el cambio en la temperatura atribuido al cambio de cobertura del suelo de 1980 a

2010 (ΔT_1), se obtuvo la diferencia entre la temperatura del experimento con la cobertura de 2010 (T_{2010}) y la temperatura del experimento con la cobertura de 1980 (T_{1980}) (ecuación 4). Para determinar el cambio en la temperatura atribuido al cambio de cobertura del suelo de la vegetación primaria a 2010 (ΔT_2), se obtuvo la diferencia entre la temperatura del experimento con la cobertura de 2010 (T_{2010}) y la temperatura del experimento con la vegetación primaria (T_{vp}) (ecuación 5). Realizar las restas en este orden nos permite observar el impacto desde el pasado hacia el presente.

$$\Delta T_1 = T_{2010} - T_{1980} \dots\dots\dots (4)$$

$$\Delta T_2 = T_{2010} - T_{vp} \dots\dots\dots (5)$$

Para determinar el cambio en la precipitación atribuido al cambio de cobertura del suelo de 1980 a 2010 (ΔPr_1), se obtuvo la diferencia entre la precipitación del experimento con la cobertura de 2010 (Pr_{2010}) y la precipitación del experimento con la cobertura de 1980 (Pr_{1980}), y el resultado se dividió entre la precipitación del experimento con la cobertura de 1980 (Pr_{1980}) (ecuación 6). Para determinar el cambio en la precipitación atribuido al cambio de cobertura del suelo de la vegetación primaria a 2010 (ΔPr_2), se obtuvo la diferencia entre la precipitación del experimento con la cobertura de 2010 (Pr_{2010}) y la precipitación del experimento con la vegetación primaria (Pr_{vp}), y el resultado se dividió entre la precipitación del experimento con la vegetación primaria (Pr_{vp}) (ecuación 7). La división entre la cobertura más antigua se hizo con el fin de obtener la diferencia relativa, expresada como un porcentaje. Al calcular la diferencia relativa se obtiene la diferencia de precipitación con respecto a la cantidad de agua que precipita en cada región y en cada estación del año.

$$\Delta Pr_1 = \frac{Pr_{2010} - Pr_{1980}}{Pr_{1980}} \dots\dots\dots (6)$$

$$\Delta Pr_2 = \frac{Pr_{2010} - Pr_{vp}}{Pr_{vp}} \dots\dots\dots (7)$$

2.8. Cálculo del balance de energía en superficie

Se realizó el cálculo del balance de energía en superficie (ecuación 1) con el fin de comprobar que el modelo representaba adecuadamente los flujos de energía en la superficie, en todos los experimentos. Dichos cálculos se realizaron también mediante la aplicación de operadores de CDO a los archivos SRF de las salidas de los experimentos. Se calculó solamente el balance de energía en superficie porque el balance de humedad es difícil de determinar a nivel regional, ya que los modelos climáticos regionales son de área limitada y es difícil determinar el ajuste por entradas y salidas de humedad del sistema.

$$Q_G + H + L(E + Tp) = Q_s(1 - A) + Q_{LW}^{\downarrow} - Q_{LW}^{\uparrow} \dots \dots \dots (1)$$

Posteriormente, del periodo de mayo de 2013 a abril de 2014, se seleccionaron las coberturas de suelo más representativas del análisis de cambio, que fueron la selva perennifolia, el pastizal y la agricultura de riego. De los diferentes experimentos, se seleccionaron pequeñas áreas en donde estas coberturas fueran homogéneas y se buscó que fueran cercanas entre sí, en latitud y longitud. A partir de estas áreas se extrajeron las series de tiempo de los flujos radiativos netos, del flujo neto de radiación de onda corta (considerando el albedo), del flujo neto de radiación de onda larga, de los flujos de calor sensible turbulentos y de los flujos de calor latente turbulentos, con el fin de analizar los cambios en sus valores e interpretarlos de acuerdo con lo descrito en el capítulo 1. Se verificó que las áreas seleccionadas estuvieran localizadas dentro de una cobertura del suelo lo más extensa posible y homogénea.

3. Resultados

3.1. Comparación de variables simuladas y datos observados

La evaluación del modelo se muestra con una comparación entre los datos observados, descritos en la metodología, y las variables simuladas. Para las variables simuladas se utilizaron como referencia los experimentos con la cobertura más actual de INEGI, es decir, la correspondiente al año 2010. Se utilizó esta cobertura por considerarse más cercana a la realidad que la cobertura predeterminada del modelo; además de que los experimentos presentaron mayor correspondencia con las variables observadas. De manera general, el modelo simula correctamente los patrones espaciales de temperatura tanto en la estación húmeda —mayo a octubre— como en la estación seca —noviembre a abril—, con una subestimación general en regiones elevadas. En cuanto a la precipitación, se obtuvo una subestimación con respecto a los datos observados, principalmente en la estación húmeda.

3.1.1. Temperatura

La temperatura de los experimentos de referencia mostró una distribución espacial cercana a la observada, para ambos periodos —1997-98 y 2013-14— (Figuras 3.1 y 3.2). La estación húmeda se encuentra mejor representada que la estación seca, en donde la subestimación de la temperatura fue mayor. Dicha subestimación se presenta principalmente hacia el centro del país, donde las elevaciones del relieve son mayores que en la costa. El año 2013-14 fue más frío que 1997-98; sin embargo, para ambos periodos se tuvieron resultados similares. El problema de subestimación de la temperatura está relacionado, probablemente, con el cálculo de la reducción de la temperatura con la altura en las ecuaciones dinámicas del modelo RegCM y su interacción con el modelo de elevación del terreno.

3. Resultados

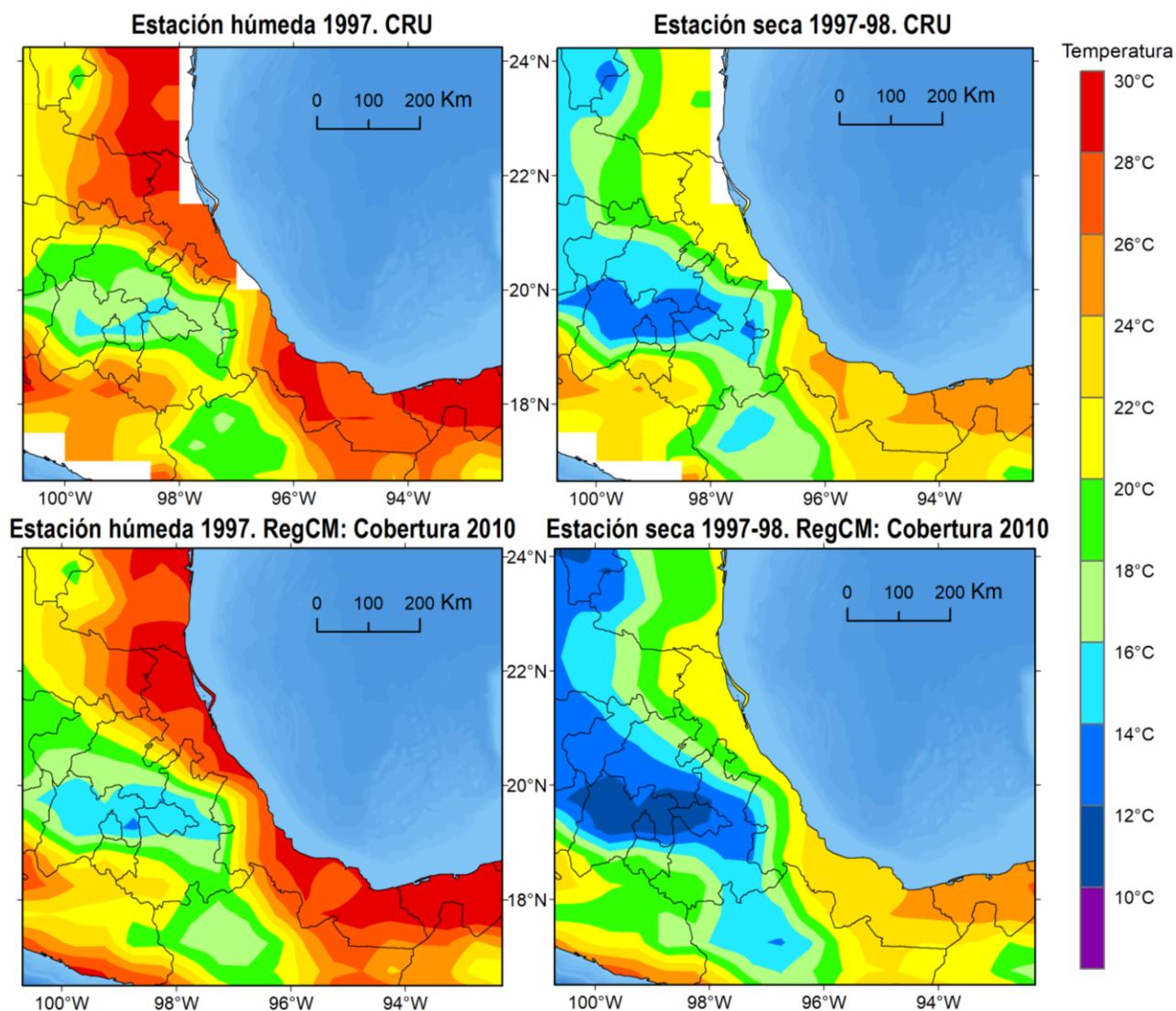


Figura 3.1. Comparación de la temperatura entre los datos observados (CRU) (arriba) y el experimento de RegCM (abajo) con cobertura del suelo de 2010, para 1997-98. Izquierda: promedio estacional de mayo a octubre (estación húmeda). Derecha: promedio estacional de noviembre a abril (estación seca). En los mapas de CRU se observan zonas en blanco debido a la resolución y al dominio continental de la malla.

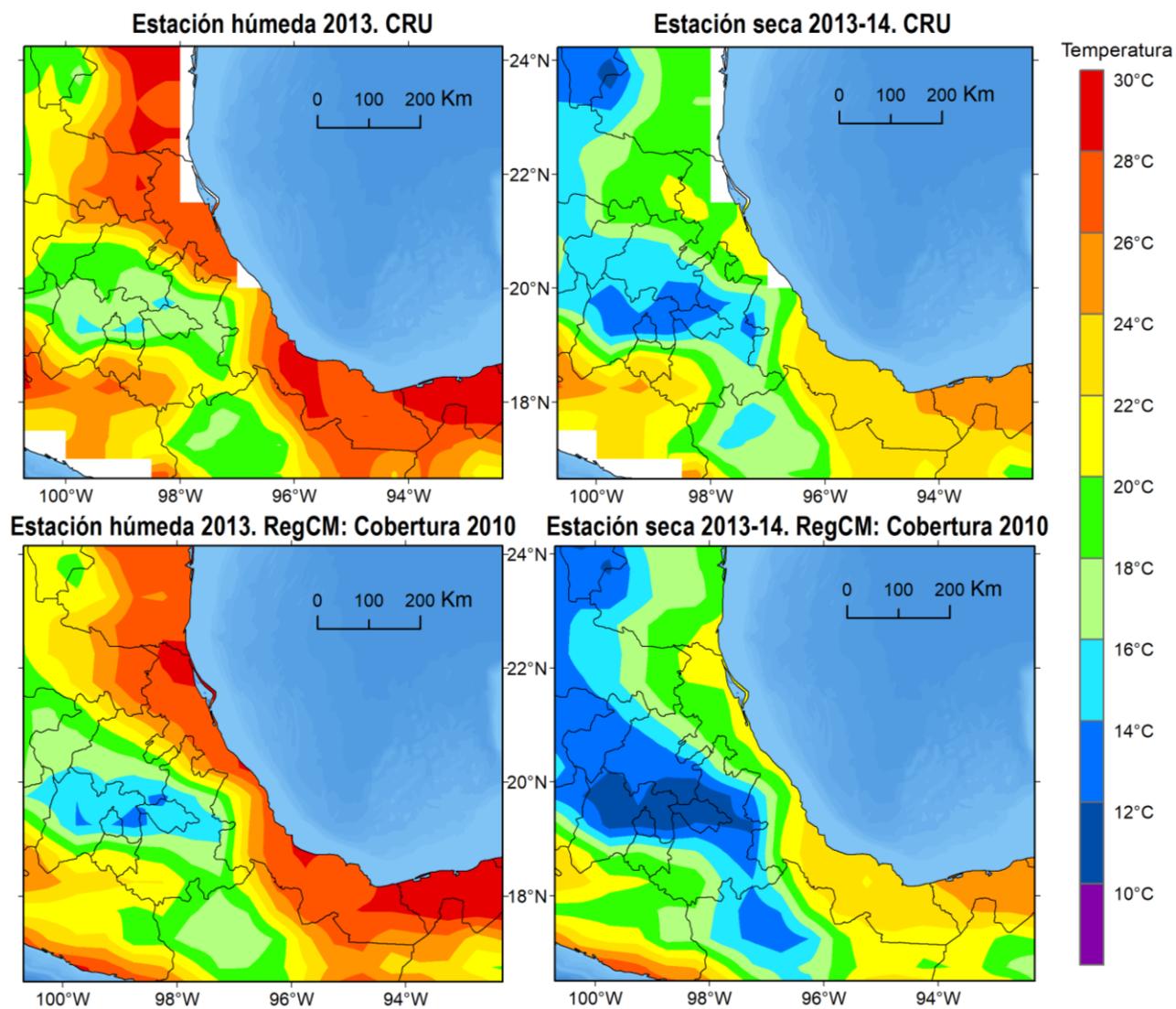


Figura 3.2. Comparación de la temperatura entre los datos observados (CRU) y el experimento de RegCM con cobertura del suelo de 2010, para 2013-14. Izquierda: promedio estacional de mayo a octubre (estación húmeda). Derecha: promedio estacional de noviembre a abril (estación seca). En los mapas de CRU se observan zonas en blanco debido a la resolución y al dominio continental de la malla.

3. Resultados

3.1.2. Precipitación

A pesar de que el año 2013-14 tuvo mayor precipitación que 1997-98, los resultados de los experimentos se pueden interpretar de manera similar. La comparación de los experimentos con los datos observados en la región muestra que la intensidad de la precipitación en la estación seca se encuentra mejor representada que en la estación de lluvias, en donde hay mayor subestimación. La mayor subestimación, en ambos periodos, se presenta durante la temporada de lluvias, hacia el sur de Veracruz (Figuras 3.3 y 3.4).

Se debe considerar que la topografía compleja provoca problemas en las simulaciones con RegCM (Pal et al. 2007, Ali et al. 2015). Otro factor que considerar es la naturaleza hidrostática del modelo, ya que los movimientos verticales de la convección intensa no tienen una correcta representación. Por último, los sesgos también se ven influenciados por la parametrización de convección, en este caso Tiedtke. Si ciertos parámetros, como la velocidad vertical, la flotabilidad de las parcelas de aire o la temperatura potencial, no llegan a los umbrales definidos por Tiedtke no existe convección parametrizada y, por lo tanto, no hay presencia de lluvia convectiva, que es de gran importancia en la región, sobre todo en la estación de lluvias o estación húmeda.

A pesar de las limitaciones, los sesgos y resultados mostrados en este trabajo son consistentes con otros experimentos realizados sobre la región del Caribe y el Golfo de México (Fuentes-Franco et al. 2016, Martínez-Castro et al. 2016). En los estudios mencionados se encontró que el ciclo diurno de precipitación y temperatura está mejor representado por la parametrización de Grell-Emmanuel. Sin embargo, la parametrización de Tiedtke representa correctamente el ciclo estacional de temperatura y precipitación, incluyendo la canícula o sequía de medio verano. Además de que es la que ha mostrado los menores sesgos en sus experimentos.

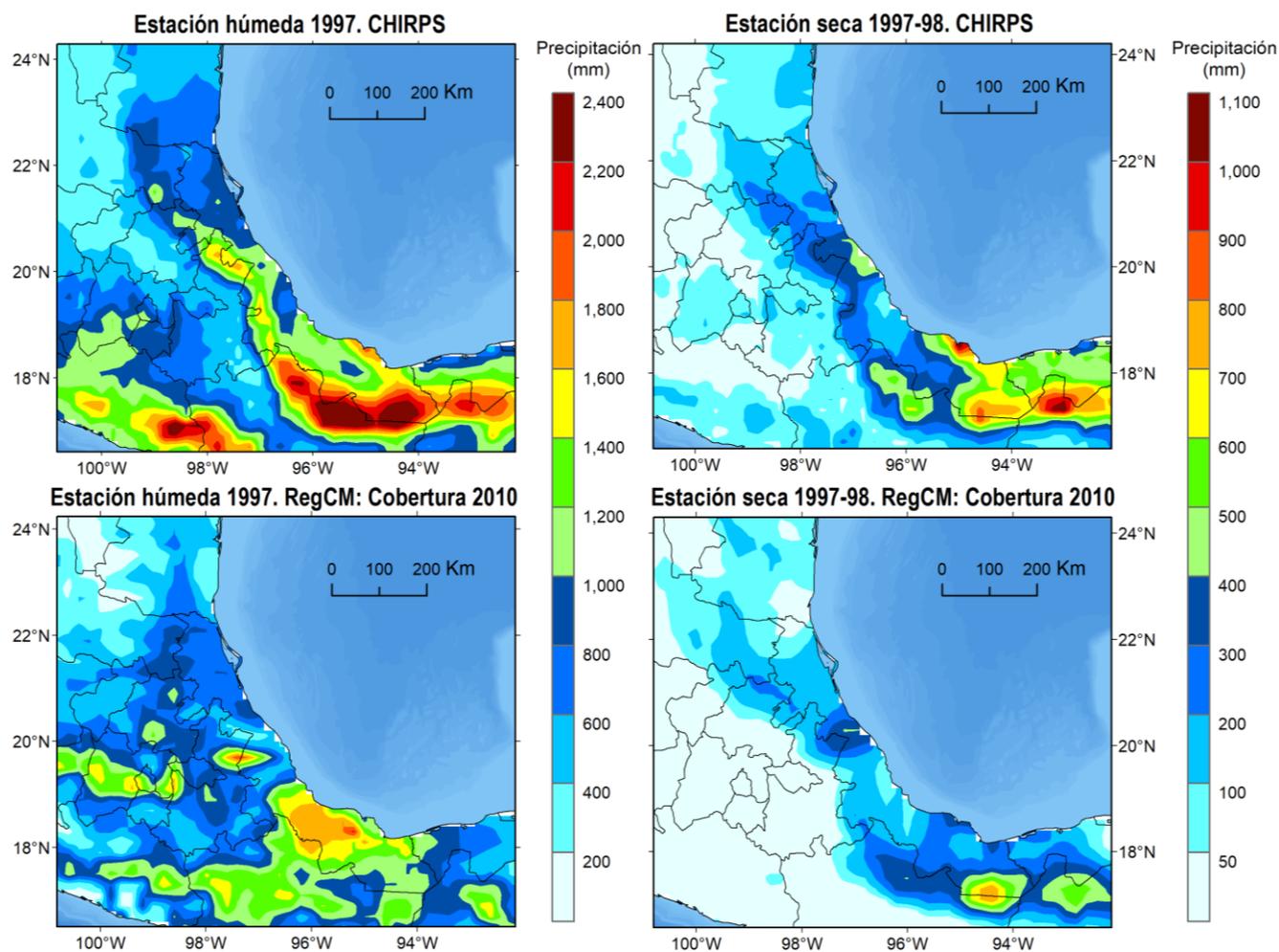


Figura 3.3. Diferencia de la precipitación acumulada estacional entre los datos observados (CHIRPS) y el experimento de RegCM con cobertura del suelo de 2010, para 1997-98. Izquierda: promedio estacional de mayo a octubre (estación húmeda). Derecha: promedio estacional de noviembre a abril (estación seca).

3. Resultados

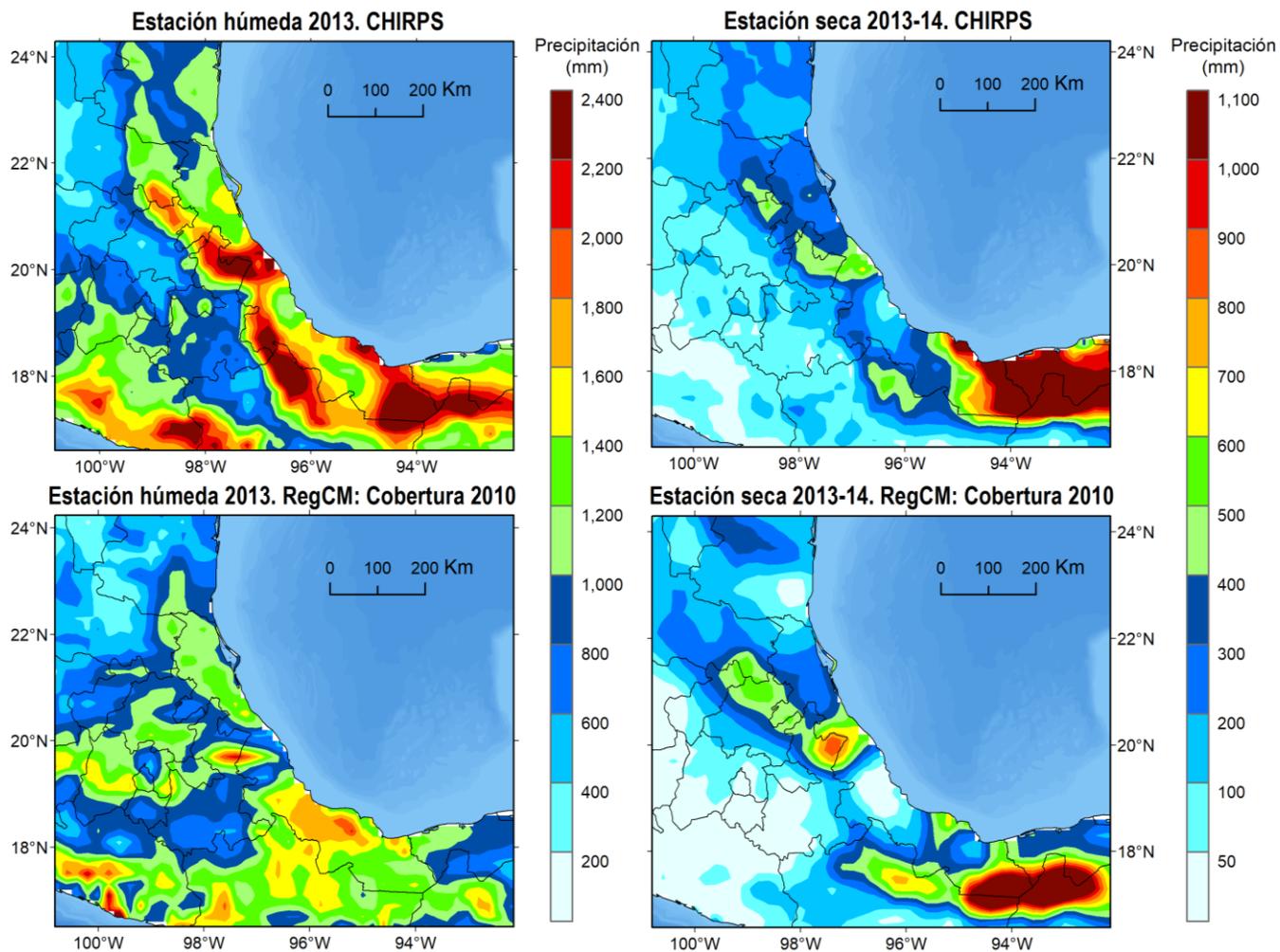


Figura 3.4. Comparación de la precipitación acumulada estacional entre los datos observados (CHIRPS) y el experimento de RegCM con cobertura del suelo de 2010, para 2013-14. Izquierda: promedio estacional de mayo a octubre (estación húmeda). Derecha: promedio estacional de noviembre a abril (estación seca).

3.2. Cambio de cobertura del suelo

En esta sección se presenta una comparación de la cobertura del suelo de la cartografía de INEGI para 1980, para 2010 y la Vegetación Primaria, y la cobertura original del esquema BATS (Figura 3.5). En el texto, se utilizarán los términos determinados por INEGI, con el fin de tener mayor claridad sobre los tipos de cobertura a los que se hace referencia¹². A grandes rasgos, los colores verdes representan los bosques, los morados las selvas, el amarillo el pastizal, el naranja la agricultura de temporal y el rojo la agricultura de riego. Cabe resaltar que la cobertura original del modelo muestra importantes diferencias con respecto a la cartografía de INEGI; esto también justifica la elección de los experimentos con la cobertura de 2010 para hacer las comparaciones con los datos observados.

De 1980 a 2010, uno de los cambios más notables es la expansión del pastizal al sur de Veracruz y norte de Oaxaca, al igual que en una pequeña zona entre las ciudades de Xalapa, Veracruz y Orizaba, y en el sureste de Tamaulipas. Otro cambio importante en la región es el crecimiento de la agricultura de riego al sur de Tamaulipas y norte de Veracruz (Figura 3.6 arriba).

La diferencia entre la Vegetación Primaria y la cobertura de 2010 es más clara y generalizada. El cambio más notorio es el cambio de la vegetación natural por actividades agropecuarias (deforestación) (Figura 3.6 abajo). La disminución de la selva perennifolia y el aumento del pastizal y agricultura de temporal es el principal cambio a lo largo de toda la Costa Central del Golfo de México. Se destacan las regiones en las que la vegetación natural es sustituida por agricultura de riego.

¹² En el mapa se muestran las equivalencias de los términos.

3. Resultados

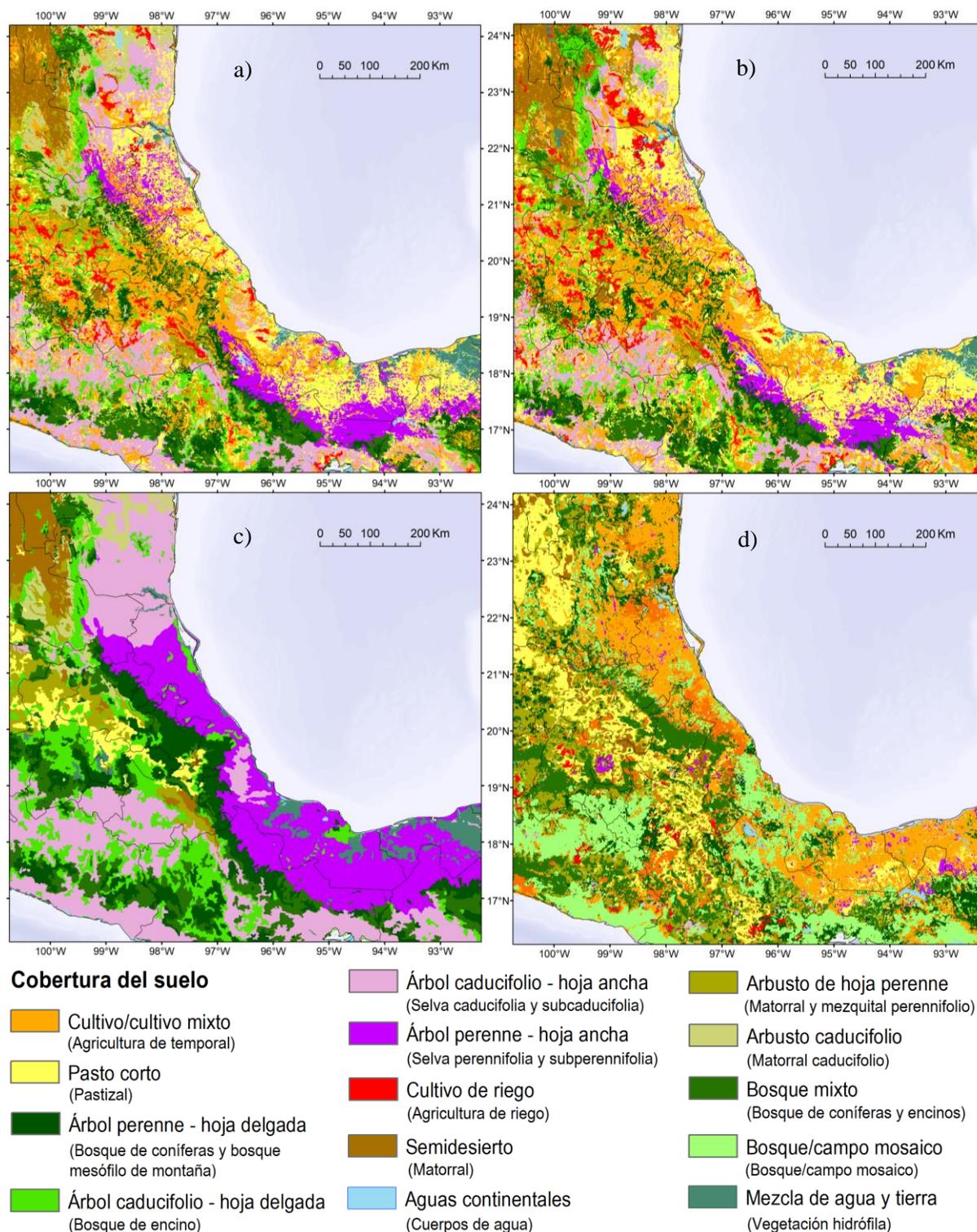


Figura 3.5. Coberturas de suelo utilizadas: a) INEGI 1980, b) INEGI 2010, c) INEGI Vegetación Primaria y d) Esquema original de BATS – RegCM4.3. Las cuatro coberturas están representadas de acuerdo con la clasificación del esquema BATS; y entre paréntesis se muestra el nombre equivalente en la clasificación de INEGI.

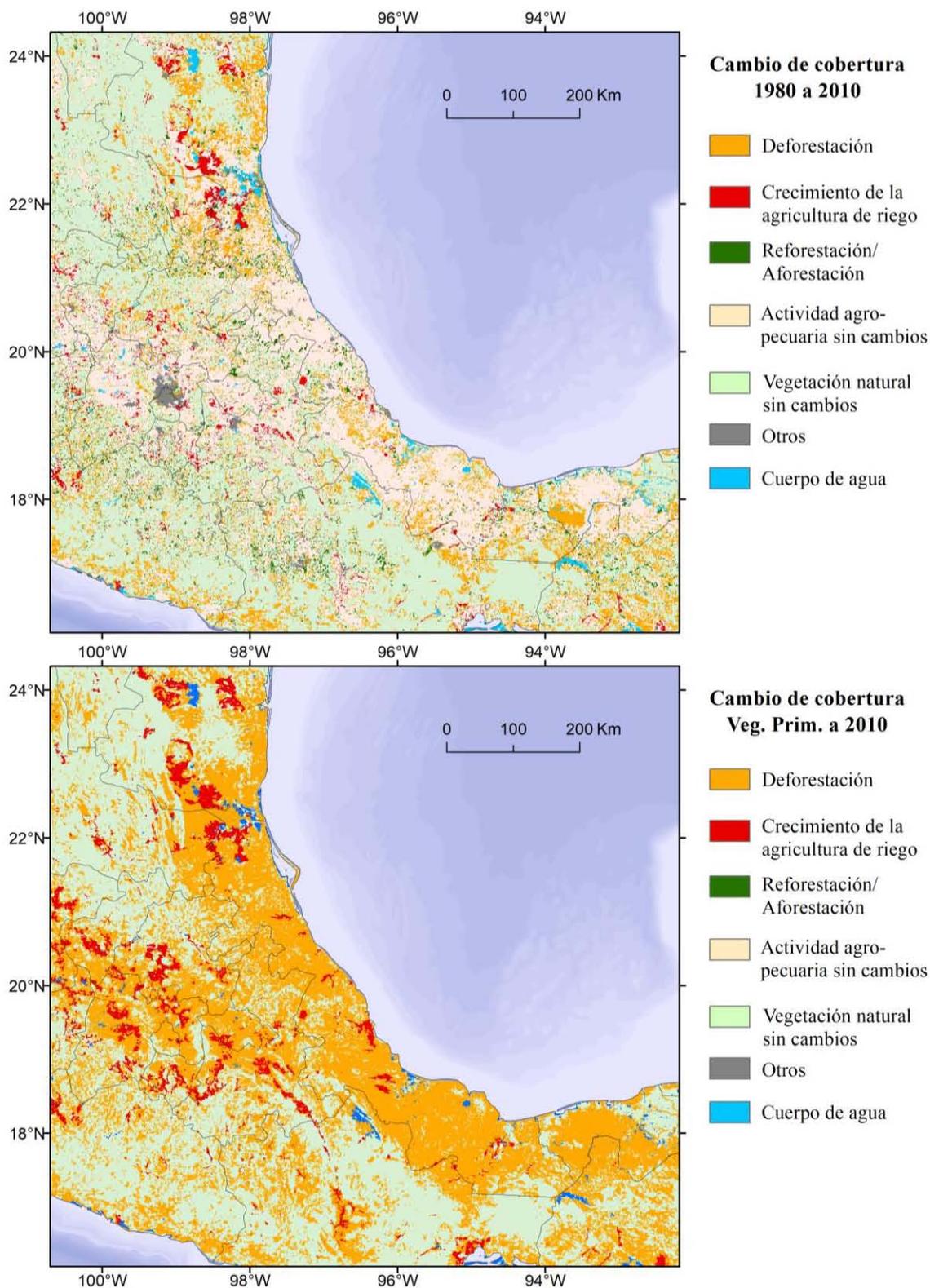


Figura 3.6. Cambio de cobertura del suelo en la Costa Central del Golfo de México. Arriba: 1980 a 2010. Abajo: Vegetación Primaria a 2010. Fuente de los datos: INEGI.

3.3. Efecto del cambio de cobertura del suelo en la simulación de un año seco (1997-1998)

Los resultados más relevantes de la investigación se presentan en esta sección, a través de los mapas de diferencias entre experimentos que se mencionaron en la metodología. Al cambiar la cobertura del suelo en el esquema BATS, se modificaron las características de la superficie dentro del modelo, por lo que se esperó que las corridas tuvieran diferentes resultados en las salidas de la integración numérica; siendo de mayor interés, en esta investigación, los efectos en la temperatura y la precipitación. Se muestran las diferencias de la temperatura y la precipitación entre los experimentos con la cobertura de 1980 y 2010, y entre la Vegetación Primaria y 2010; en este caso para el año de 1997-98. Los mapas de diferencias indican los cambios en la temperatura y la precipitación entre dos tipos de cobertura del suelo, por lo que también se puede hacer referencia a ellos como mapas de cambio de una cobertura a otra, generalmente del pasado hacia el presente.

El periodo de mayo de 1997 a abril de 1998 se caracterizó por tener una anomalía negativa de precipitación y una anomalía positiva de temperatura, con respecto al periodo promedio de 1981-2016, en la región de estudio. Se nombra a este periodo como año seco y se analizan las diferencias en el efecto del cambio de cobertura del suelo en la estación de lluvias y en la estación seca.

3.3.1. Temperatura

Los mapas que representan el cambio en la temperatura de la cobertura de 1980 a la de 2010, muestran que los efectos más notorios corresponden a los principales cambios de cobertura del suelo. La expansión del pastizal hacia el sur del estado de Veracruz y entre las ciudades de Veracruz, Xalapa y Orizaba, está asociada con un aumento de la temperatura, que va de 0.2°C a poco más de 1°C. Hacia el norte se observa un enfriamiento, de la misma magnitud aproximadamente, para la región en donde aumentó la agricultura de riego. Ambos cambios son más intensos en la estación de lluvias (Figura 3.7 arriba).

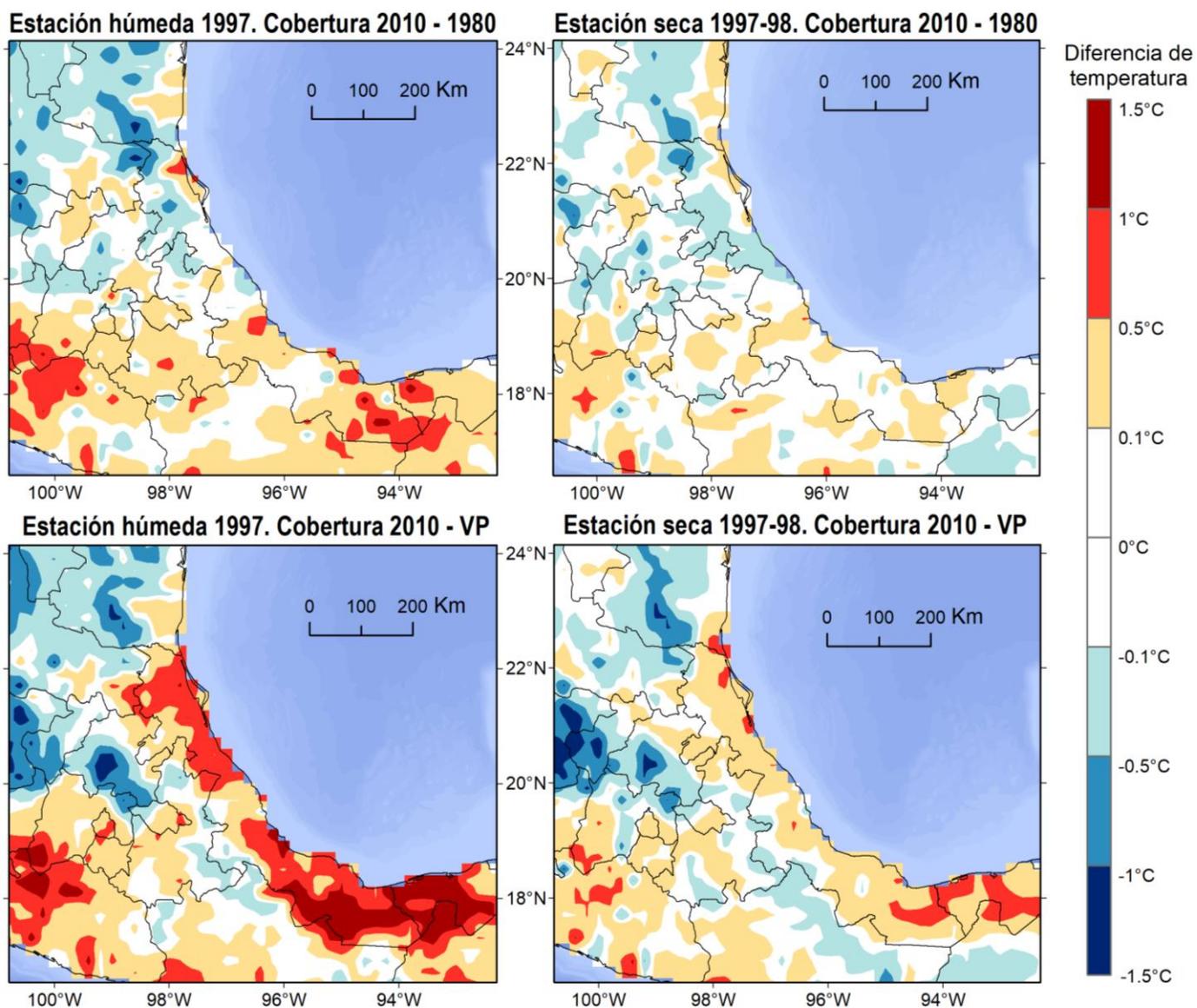


Figura 3.7. Diferencia en la temperatura estacional del año 1997-1998. Arriba: cambio de la cobertura de 1980 a 2010. Abajo: cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010. En rojo, cambios positivos (calentamiento) y en azul, cambios negativos (enfriamiento).

3. Resultados

Por otro lado, en los mapas del cambio en la temperatura de la Vegetación Primaria a la cobertura de 2010 se observa que el aumento de la temperatura es más intenso y extendido, de 0.5°C a 1.5°C o más, ya que se trata de un cambio de cobertura del suelo de grandes dimensiones, de selva a cultivos. La zona que se encuentra hacia el norte de Xalapa, en la que el calentamiento no es tan intenso, podría deberse a que, para 2010, aún se conserva en esa zona parte del bosque mesófilo original. El aumento de temperatura es más intenso en la estación húmeda, mientras que el enfriamiento tiene igual magnitud en la estación húmeda y en la estación seca (Figura 3.7 abajo).

3.3.2. Precipitación

Se esperaba asociar ciertos cambios en la temperatura con cambios en la precipitación; sin embargo, la interpretación no resulta tan sencilla debido a que la precipitación no es un evento que se presente en donde se generó, es decir, no necesariamente en donde se evapora o se transpira el agua es en donde cae la precipitación; puede haber advección de humedad. Por esta razón, es probable que se observen patrones de menor precipitación y mayor precipitación intercalados a lo largo de la costa, en ambos mapas de cambio (Figura 3.8).

Los efectos en la costa parecen ser similares en intensidad para los dos cambios de cobertura. En la estación húmeda, se observa un patrón más homogéneo de aumento de la precipitación en el norte y disminución en el sur. Esto podría deberse a que la estación húmeda está dominada por patrones de escala sinóptica, lo que hace que las diferencias sean más homogéneas. Por el contrario, la estación seca parece más heterogénea debido al dominio de circulaciones locales que pueden estarse viendo alteradas por el cambio de cobertura del suelo. Se puede observar una disminución de la precipitación en el centro y sur de Veracruz, sobre todo en el mapa de cambio de vegetación primaria a la cobertura de 2010. También se observa un aumento de la precipitación en el norte de la región, asociado con el crecimiento de la agricultura de riego.

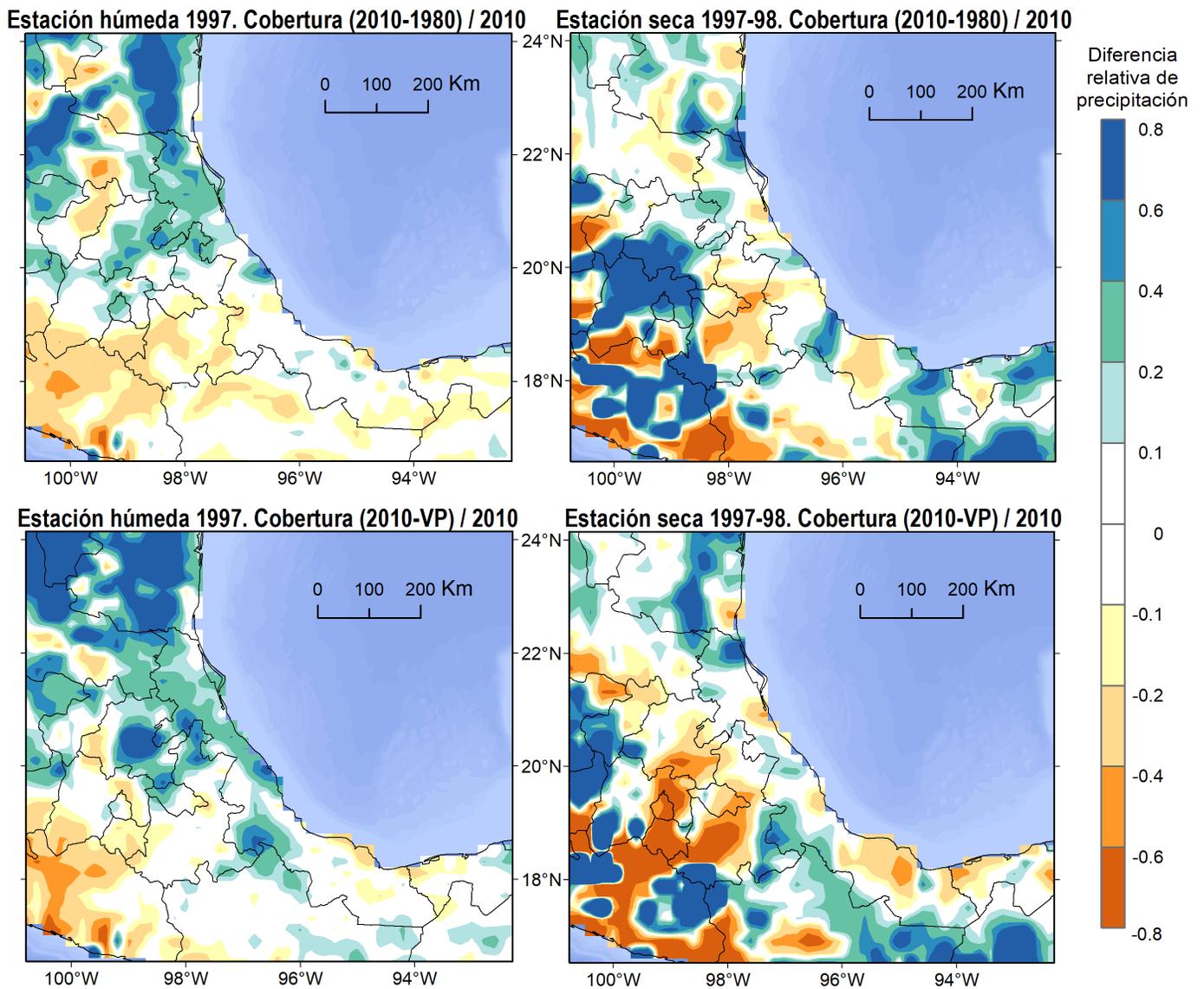


Figura 3.8. Diferencia en la precipitación estacional de 1997-1998. Arriba: cambio de la cobertura de 1980 a 2010. Abajo: cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010. En azul, cambios positivos (más precipitación) y en amarillo-naranja, cambios negativos (menos precipitación).

3.4. Efecto del cambio de cobertura del suelo en la simulación de un año húmedo (2013-2014)

El periodo de mayo de 2013 a abril de 2014 se caracterizó por tener una anomalía positiva de precipitación y una temperatura cercana a la normal, con respecto al periodo promedio de 1981-2016, en la región de estudio. Igual que con el año anterior, se muestran las diferencias de temperatura y precipitación, entre los experimentos con cobertura de 1980 y 2010, y entre la Vegetación Primaria y 2010. Se nombra a este periodo como año húmedo, y se analizan las diferencias entre el efecto del cambio de cobertura del suelo en la estación de lluvias y en la estación seca.

3.4.1. Temperatura

En 2013-14 se observan patrones espaciales similares de las diferencias de temperatura en el año seco. Sin embargo, en este año, el incremento en la temperatura es mayor en magnitud y extensión para los mapas de cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010. El efecto de enfriamiento de la agricultura de riego se ve disminuido en general, con respecto a las simulaciones del año seco (Figura 3.9).

3.4.2. Precipitación

El cambio en la precipitación fue más intenso en este año (2013-2014). Aquí se ve disminuido el patrón de aumento de la precipitación observado en el año seco hacia el norte de la región. Igual que en 1997-98, los patrones espaciales en la estación húmeda son más homogéneos y en la estación seca son más heterogéneos (Figura 3.10).

En cuanto a la representación de la precipitación, vale la pena aclarar que las incertidumbres asociadas con la parametrización de convección y la representación de la topografía son equivalentes en cada corrida, por lo que los sesgos de precipitación deberían ser iguales. Lo que se observa en los mapas es el efecto de cambiar la cobertura del suelo, independientemente de su relación con la precipitación observada.

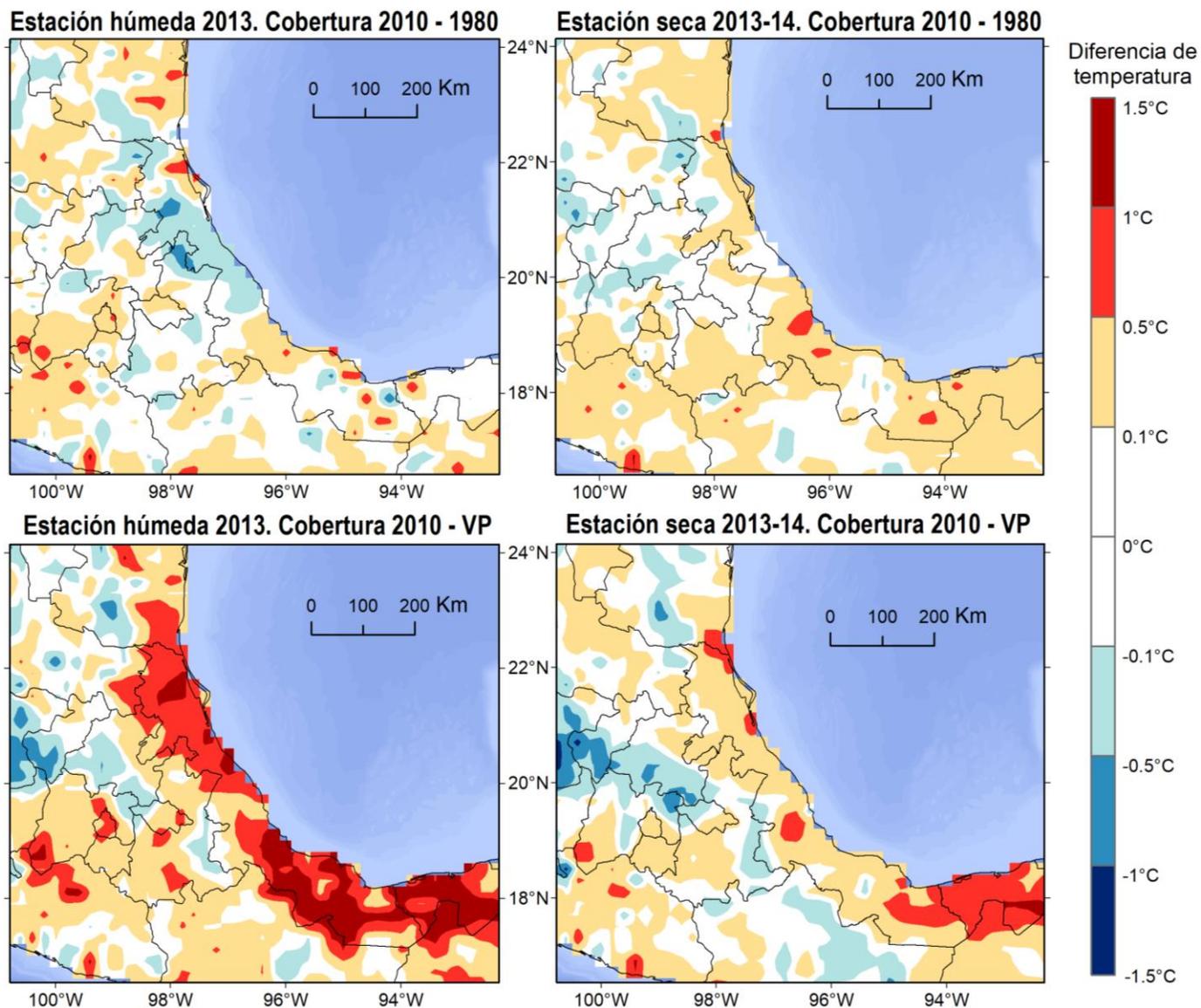


Figura 3.9. Diferencia en la temperatura estacional del periodo 2013-2014. Arriba: cambio de la cobertura de 1980 a 2010. Abajo: cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010. En rojo, cambios positivos (calentamiento) y en azul, cambios negativos (enfriamiento).

3. Resultados

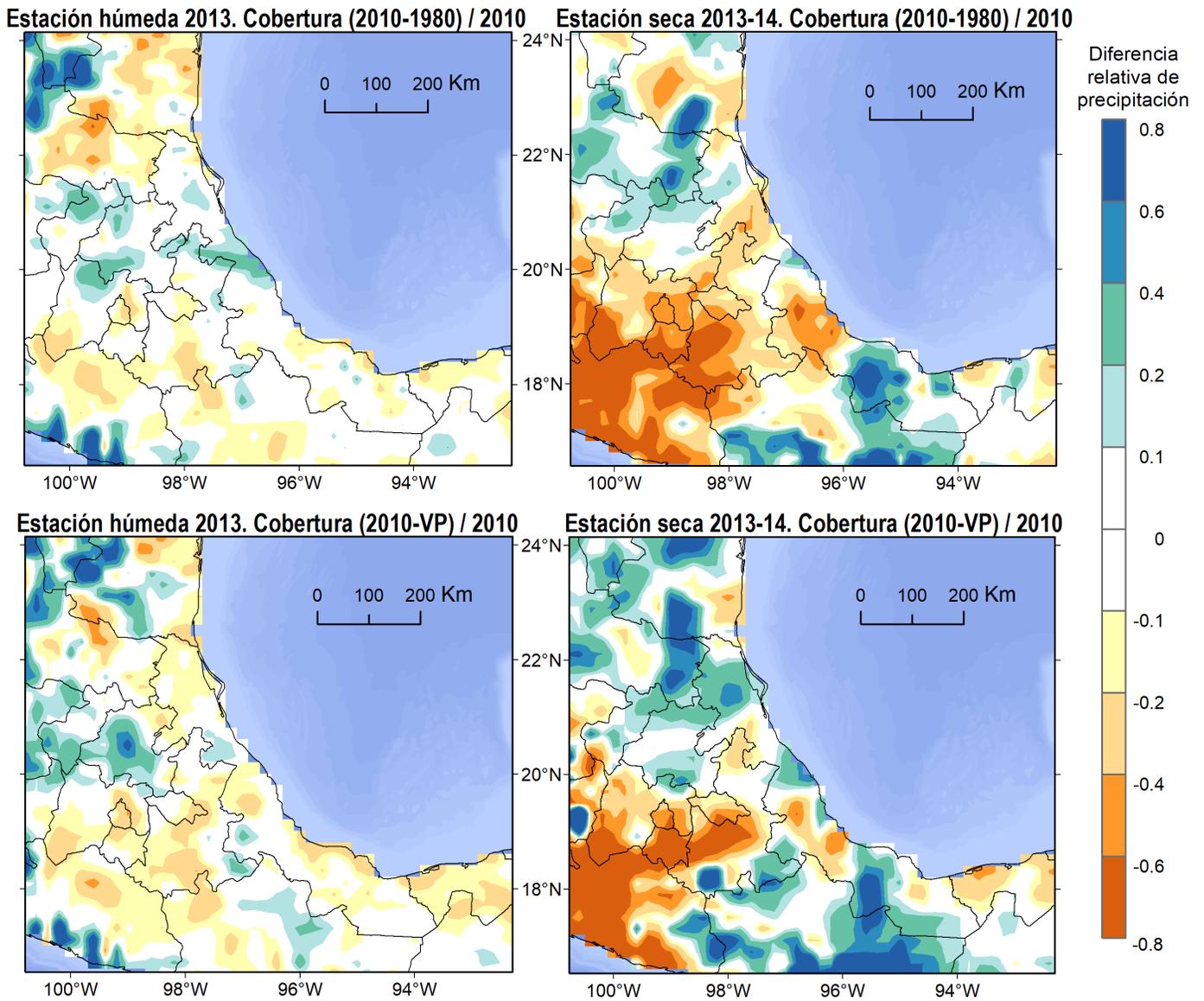


Figura 3.10. Diferencia en la precipitación estacional de 2013-2014. Arriba: cambio de la cobertura de 1980 a 2010. Abajo: cambio de Vegetación Primaria a la cobertura de 2010. En azul, cambios positivos (más precipitación) y en amarillo-naranja, cambios negativos (menos precipitación).

3.5. Balance de energía en superficie

Los experimentos con las tres coberturas cumplieron con el balance de energía en superficie en ambas fechas (Figura 3.11)¹³. La ecuación de balance de energía en superficie (ecuación 1) puede ayudarnos a explicar la manera en la que diferentes propiedades de la superficie están conectadas con las variables climáticas.

$$Q_G + H + L(E + Tp) = Q_s(1 - A) + Q_{LW}^{\downarrow} - Q_{LW}^{\uparrow} \dots\dots\dots (1)$$

La suma de los términos de la derecha representa la energía disponible en superficie (R_N). Esta energía es la que se utiliza en H (flujo turbulento de calor sensible) y $L(E+Tp)$ (flujo turbulento de calor latente). Se considera que Q_G es nula, debido a la escala temporal. Si la evapotranspiración baja, entonces $L(E+Tp)$ disminuye y por lo tanto aumenta H ; esto implica que la energía se está utilizando en aumentar la temperatura de la superficie y por lo tanto esto explica el calentamiento. Si, por el contrario, H es menor con respecto a $L(E+Tp)$ la energía que se utiliza en evaporar es mayor, y por lo tanto hay un enfriamiento.

Las coberturas que provocaron mayor cambio en la temperatura y la precipitación fueron el pastizal, la selva perennifolia y la agricultura de riego. Se seleccionó la región del norte de Veracruz para identificar cambios en los términos de la ecuación de balance de energía en superficie para distintas coberturas del suelo. El área de pastizal se encuentra en la latitud 22.9°N y longitud 97.8°W (punto central); en esta área los flujos de calor sensible normalmente fueron mayores que los flujos de calor latente, esto concuerda con el aumento de temperatura registrado en los mapas de cambio (Figura 3.12). El área de selva perennifolia se ubica en la latitud 21.1°N y longitud 97.8°W (punto central); en esta área se observa que los flujos de calor latente fueron mayores casi todo el año (Figura 3.13). Por último, el área de agricultura de riego se ubica en la latitud 22.6°N y longitud 98.6°W (punto central); y en esta área los flujos de calor latente fueron mucho mayores con respecto a los flujos de calor sensible, comparado con las otras coberturas (Figura 3.14).

¹³ Se muestra el año 2013-14. Para 1997-98 se obtuvieron resultados similares.

3. Resultados

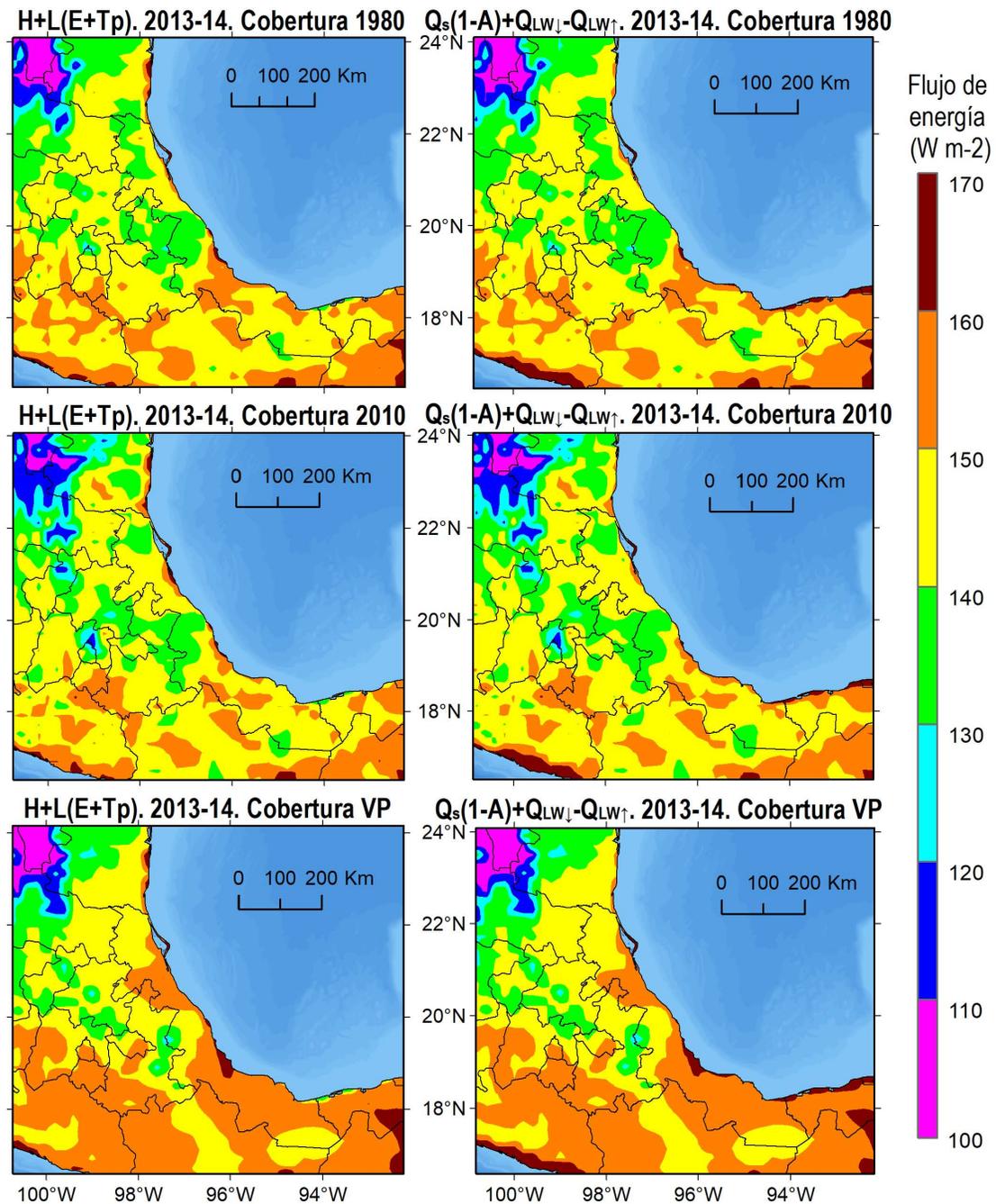


Figura 3.11. Suma de los flujos de energía en superficie para el año 2013 en los experimentos con la cobertura de 1980, 2010 y Vegetación Primaria. Izquierda: suma de los flujos turbulentos de calor sensible y latente. Derecha: flujo radiativo neto.

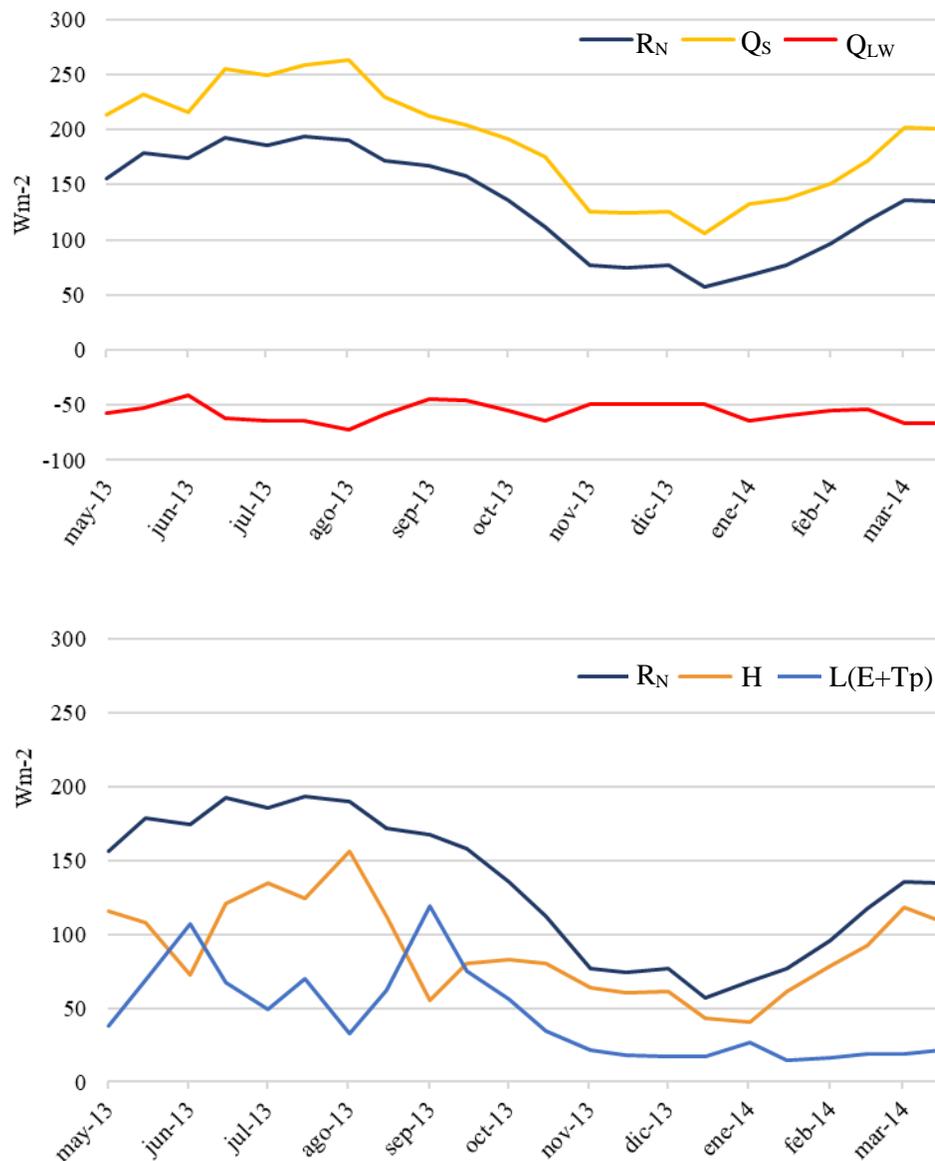


Figura 3.12. Series de tiempo de los términos de la ecuación de balance de energía para un área de **PASTIZAL** (22.9°N, 97.8°W). R_N : flujo radiativo neto, Q_s : flujo neto de radiación de onda corta, Q_{LW} : flujo neto de radiación de onda larga, H : flujo turbulento de calor sensible, $L(E+Tp)$: flujo turbulento de calor latente.

3. Resultados

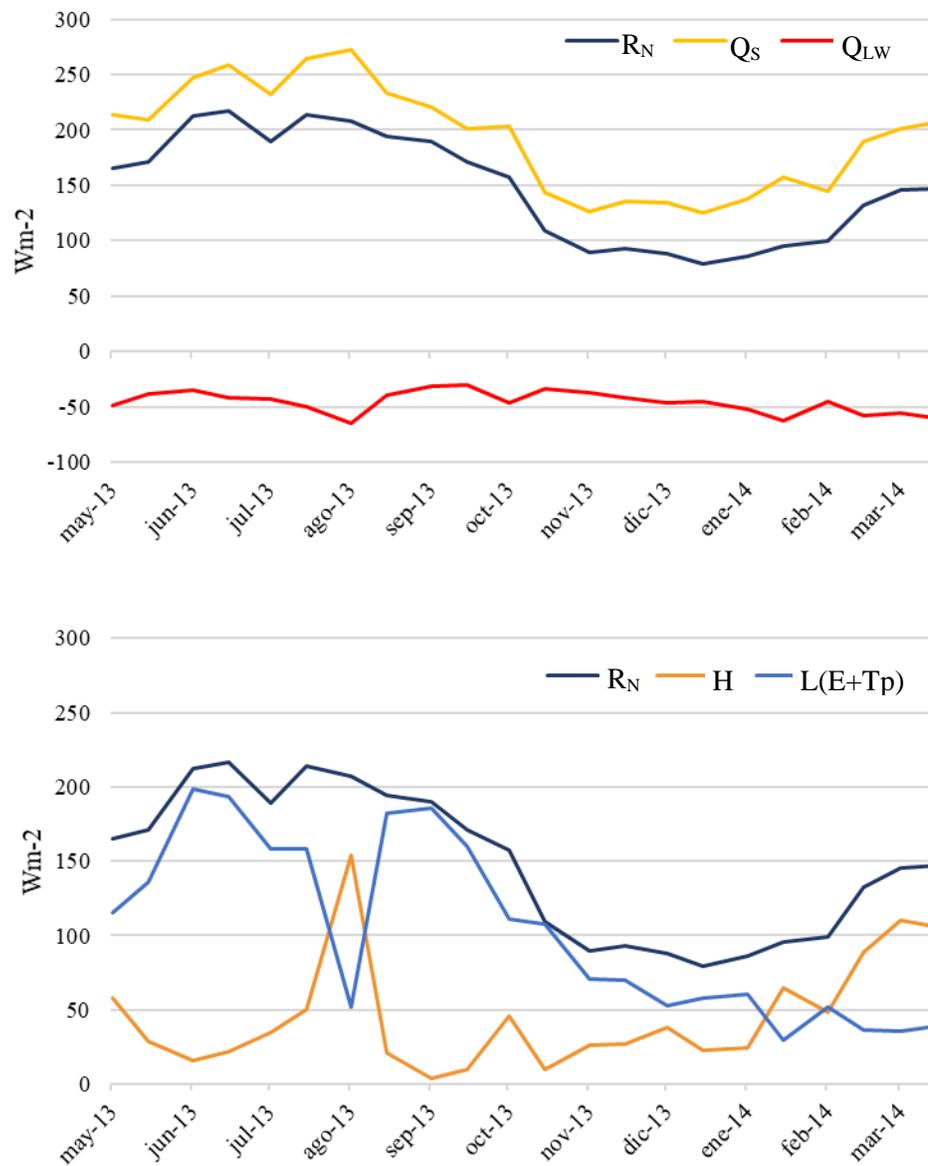


Figura 3.13. Series de tiempo de los términos de la ecuación de balance de energía para un área de **SELVA PERENNIFOLIA** (21.1°N, 97.8°W). R_N : flujo radiativo netos, Q_S : flujo neto de radiación de onda corta, Q_{LW} : flujo neto de radiación de onda larga, H : flujo turbulento de calor sensible, $L(E+Tp)$: flujo turbulento de calor latente.

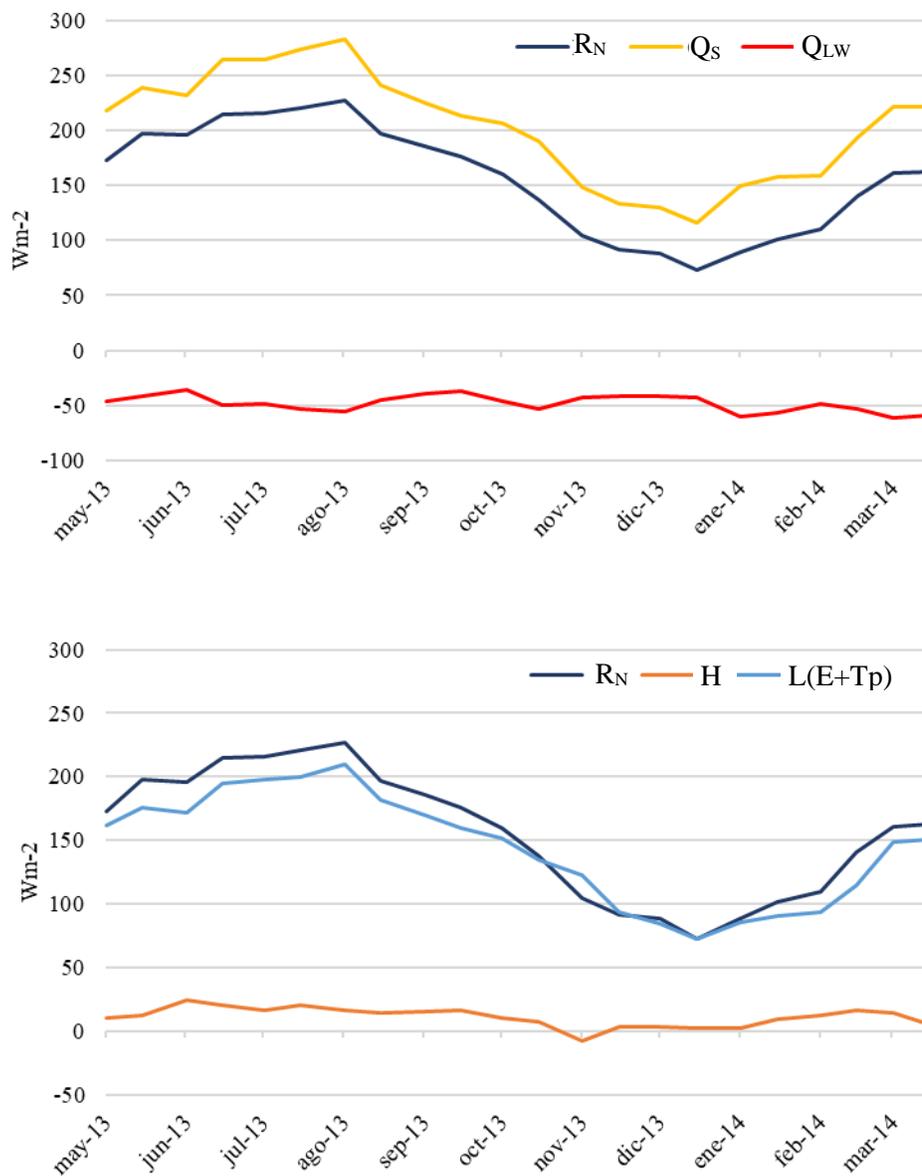


Figura 3.14. Series de tiempo de los términos de la ecuación de balance de energía para un área de **AGRICULTURA DE RIEGO** (22.6°N, 98.6°W). R_N : flujo radiativo neto, Q_S : flujo neto de radiación de onda corta, Q_{LW} : flujo neto de radiación de onda larga, H : flujo turbulento de calor sensible, $L(E+T_p)$: flujo turbulento de calor latente.

4. Discusión

La comprensión del sistema climático es un reto de gran interés científico. En esta tesis se aporta al entendimiento de la interacción entre la atmósfera y la superficie continental, y la influencia de las actividades humanas en esta interacción. A nivel internacional, se ha reconocido el efecto biogeoquímico del cambio de cobertura del suelo en el clima. No obstante, su efecto biogeofísico puede llegar a ser igual o más importante a nivel regional.

Se investigó el efecto biogeofísico del cambio de cobertura del suelo en la temperatura y la precipitación estacional en la Costa Central del Golfo de México. Se comprobó la hipótesis sobre el aumento de la temperatura relacionado con la deforestación, que va de 0.2°C a 1.5°C, en regiones que cambiaron de bosques o selvas a agricultura de temporal y pastizales. Se encontró que el aumento de la agricultura de riego tiene un efecto de enfriamiento, principalmente en los experimentos en los que las condiciones climáticas fueron más secas de lo normal (año 1997-1998); en estos últimos el cambio registrado en la temperatura fue de -1°C a -1.5°C. Los resultados en la precipitación muestran mayor incertidumbre en su respuesta al cambio de cobertura del suelo; sin embargo, en algunas regiones como el sur de Veracruz, hay una disminución en la precipitación de entre 10% y 40% (~100 a 400 mm) que podría asociarse con la expansión del pastizal. De igual manera, es posible asociar un aumento de precipitación (20%-80%) con las regiones más extensas de agricultura de riego, especialmente en el año seco.

En esta sección se discuten las ventajas y desventajas de la aplicación del modelo RegCM en esta investigación. Se analiza la respuesta de la temperatura al aumento del pastizal y de la agricultura de riego, y se hace el mismo análisis para la precipitación. Se evalúa, posteriormente, la diferencia entre el año seco y el año húmedo, y entre la estación

4. Discusión

seca y la estación húmeda, en la respuesta de la temperatura y de la precipitación. Por último, se discute el papel de la escala espacial del análisis y su aplicación en México.

Es importante mencionar que el cambio en la temperatura y la precipitación debido al cambio de cobertura del suelo tiene incertidumbres relacionadas con las complejas interacciones entre los componentes de la superficie y la atmósfera. La representación de estas interacciones depende en gran medida del modelo RegCM y del esquema BATS: de la manera en la que cada tipo de vegetación está parametrizado y de qué tan fuerte es el acoplamiento de la superficie con la atmósfera. Otras fuentes de error están relacionadas con la parametrización de los procesos físicos de la atmósfera descritos por el modelo. En este punto tiene especial relevancia la parametrización de *cumulus*, ya que, como se explicó en la introducción, los mecanismos que explican la precipitación de verano en la región aún no han sido correctamente resueltos por el modelo RegCM y esto podría tener influencia en los experimentos. También es importante mencionar una debilidad compartida por diferentes modelos, que es la dificultad de representar correctamente el papel de la orografía en la meteorología y en el clima. Este factor es una importante limitante por considerar si se quisiera aplicar el mismo estudio para todo el país, ya que México tiene una geomorfología compleja, que determina en gran medida la interacción entre la cobertura del suelo y la atmósfera.

En el caso de la Costa Central del Golfo de México, es probable que los resultados no correspondan numéricamente a la realidad, debido a los sesgos que existen entre las simulaciones del modelo y los datos observados. Puede haber también sesgos con respecto a la interpolación de las mallas consideradas como datos observados y las observaciones de superficie. No obstante, al tener el mismo sesgo con respecto a la realidad en los diferentes experimentos, se puede atribuir el cambio en las variables directamente al cambio de cobertura de suelo, por ser el único parámetro que fue modificado. Por lo tanto, la interpretación dependerá de que los resultados de los experimentos sean consistentes entre sí y que tengan coherencia con el efecto biogeofísico estudiado en el primer capítulo.

Como se comprobó en el cálculo del balance de energía en superficie, el aumento de la temperatura en respuesta a la deforestación se vio determinado por la disminución de la evapotranspiración y la consecuente disminución de los flujos de calor latente y aumento de los flujos de calor sensible, más que por el efecto del albedo. En la ecuación de balance de energía en superficie, el valor de Q_s fue, en promedio, de 194 Wm^{-2} en la selva perennifolia y de 190 Wm^{-2} en el pastizal; esto indica que la diferencia debido al cambio de albedo es baja. Es importante considerar que el albedo de las nubes también juega un papel en el valor de Q_s . En las selvas perennifolias existe mayor retención de humedad en el nivel del dosel de los árboles y esto puede aumentar la cobertura nubosa, provocando que haya una sobreestimación del albedo. No obstante, a pesar del efecto que pudieran tener las nubes, el albedo del pastizal es más alto que el de la selva perennifolia. Al tener un albedo más alto, el pastizal absorbe menor cantidad de radiación y esto tiene un efecto de enfriamiento; sin embargo, dicho efecto no mostró tener importancia en los resultados de los experimentos.

Por otro lado, el cambio en los flujos de calor es más evidente. Los flujos de calor latente variaron, en promedio, de 103 Wm^{-2} en la selva perennifolia a 44 Wm^{-2} en el pastizal, y los flujos de calor sensible variaron de 46 Wm^{-2} en la selva perennifolia a 90 Wm^{-2} en el pastizal. Este cambio se explica por las propiedades de ambas coberturas: el LAI es menor en el pastizal que en la selva perennifolia, es decir, que hay menor superficie de transpiración. También la humedad retenida en el suelo es menor, por lo que hay menor cantidad de agua disponible para la evapotranspiración. Al disminuir la evapotranspiración, disminuyen los flujos de calor latente y aumentan los flujos de calor sensible. Lo anterior tiene un efecto de calentamiento que se vio reflejado en los resultados de los experimentos. Estos resultados coinciden con los de otros estudios realizados en latitudes tropicales (Abidoun *et al.* 2007, Lejeune *et al.* 2015, Salazar *et al.* 2016), y con la teoría general que indica que el impacto biogeofísico de la deforestación es calentar los trópicos (por la disminución de la evapotranspiración) y enfriar los extratropicos (debido al aumento del albedo) (Li *et al.* 2016). En este sentido, la localización geográfica tuvo un papel determinante en el análisis.

La respuesta de la temperatura al aumento de la agricultura de riego también se vio determinada por el cambio en la evapotranspiración, que en este caso tuvo un efecto de

4. Discusión

enfriamiento. En la ecuación de balance de energía en superficie, el valor de Q_s también indica que la diferencia debida al cambio de albedo es baja con respecto a la diferencia en los flujos de energía. En promedio, el valor de Q_s fue de 194Wm^{-2} en la selva perennifolia y de 204Wm^{-2} en la agricultura de riego. Se puede inferir, por el valor de Q_s , que la agricultura de riego tiene un albedo más bajo que el esperado para los cultivos. Este resultado se puede atribuir a que BATS considera también el albedo del suelo, que se determina como una función del color y de la humedad del suelo (Wei *et al.* 2001). El albedo del suelo húmedo, por el riego, es menor que el albedo de los cultivos, y al parecer su efecto domina en los experimentos. Por lo tanto, el albedo en superficie es menor incluso que el albedo de la selva perennifolia; esto explica el valor más elevado en la radiación absorbida. Al absorber mayor cantidad de radiación, el efecto del albedo de la agricultura de riego es de calentamiento. Sin embargo, esto no se ve expresado en los resultados de los experimentos.

En cuanto al cambio en los flujos de energía, los flujos de calor latente variaron, en promedio, de 103Wm^{-2} en la selva perennifolia a 144Wm^{-2} en la agricultura de riego, y los flujos de calor sensible variaron de 46Wm^{-2} en la selva perennifolia a 11Wm^{-2} en la agricultura de riego. En la agricultura de riego, el aumento en los flujos de calor latente se debe, principalmente, al aumento de la evapotranspiración, provocada por la introducción antropogénica de grandes cantidades de agua, con las que el ciclo hidrológico se ve alterado. Al igual que otros estudios regionales, se concluyó que el crecimiento de la agricultura de riego tiene un efecto de enfriamiento (Kueppers *et al.* 2007, Im *et al.* 2013, Thiery *et al.* 2017). En la Costa Central del Golfo de México este efecto se atribuye únicamente al cambio en los flujos de calor, a diferencia de Thiery *et al.* (2017) que concluyeron que el cambio de albedo, en la agricultura de riego, también tenía un efecto de enfriamiento.

Los mecanismos del cambio en la precipitación son menos claros que los de la temperatura. Sin embargo, se pueden realizar algunas interpretaciones. Se ha estudiado que la disminución de la rugosidad, asociada con la deforestación, provoca un aumento de los vientos a 10 m (cerca de la superficie), y esto influye en que el transporte de humedad de la costa a las montañas sea mayor (Salazar *et al.* 2016). Por otro lado, la reducción de la evapotranspiración también podría resultar en una atmósfera más seca que provocaría la reducción de la

precipitación (Malishev *et al.* 2015). Otros estudios, realizados en latitudes tropicales, han concluido que la deforestación lleva a una disminución de la precipitación. No obstante, en la mayoría de ellos se trata de una deforestación de mayor extensión espacial que la que se observa en la Costa Central del Golfo de México (incluso considerando la vegetación primaria). Ejemplos son la deforestación en la selva Amazónica (Lejeune *et al.* 2015, Salazar *et al.* 2016), o en África occidental (Abidoun *et al.* 2007).

Para la región de estudio, se observa que las diferencias de precipitación tienen mayor incertidumbre en su relación con el cambio de cobertura del suelo a nivel regional. Esto puede deberse a que el efecto del cambio de cobertura del suelo se ve disminuido por el patrón sinóptico, o que la evaporación del océano es la que determina la cantidad de precipitación hacia la costa. Otro factor para tomar en cuenta es que la humedad, asociada con las diferentes coberturas del suelo, puede ser advectada y, por lo tanto, los eventos de precipitación pueden no tener una coincidencia espacial con las regiones de mayor o menor evapotranspiración. Es posible asociar la deforestación con la disminución de la precipitación y el aumento de la agricultura de riego con un aumento de la precipitación. Sin embargo, estos resultados no son consistentes en todos los experimentos. La disminución de la rugosidad se identificó como un factor clave que podría explicar el cambio en la distribución de la precipitación, ya que tiene el potencial de aumentar el flujo de humedad y, por lo tanto, de alterar la organización de la convección.

Li *et al.* (2016) evaluaron que, además de la localización geográfica, el clima de fondo de una región tiene influencia en la respuesta del clima a la deforestación. Por ejemplo, en climas más húmedos puede haber mayores cambios en la evapotranspiración que en climas secos, y esto puede provocar que el calentamiento atribuido a la deforestación sea menor o que incluso tenga un efecto de enfriamiento por el dominio del cambio en el albedo. En esta tesis se evaluó la influencia de años con diferentes condiciones atmosféricas en el efecto del cambio de cobertura del suelo en el clima. También se evaluó el efecto del cambio estacional (época húmeda y época seca).

4. Discusión

En la temperatura, hubo diferencias estacionales e interanuales. El efecto de calentamiento de la deforestación fue más intenso durante la estación húmeda. Es importante mencionar que la variación estacional en el LAI, que considera BATS, para la selva perennifolia (índice de 6 en el verano y de 5 en el invierno) es pequeña comparada con la variación en la agricultura de temporal (índice de 6 en el verano y de 0.5 en el invierno) o en el pastizal (índice de 2 en el verano y de 0.5 en el invierno). Se puede observar que el cambio de selva perennifolia a pastizal implica las mayores diferencias de LAI en ambas estaciones. No obstante, las diferencias estacionales están determinadas por la cantidad de precipitación recibida. La mayor reducción de los flujos de calor latente durante la estación húmeda es la que explica que el efecto de calentamiento de la deforestación sea más intenso de mayo a octubre. Por otro lado, el efecto de calentamiento fue similar en el año más seco de lo normal y en el año más húmedo de lo normal. Esto se puede deber a que la diferencia entre la cantidad de precipitación de la estación seca y la estación húmeda es más grande que la diferencia de precipitación entre ambos años.

El efecto de enfriamiento por la agricultura de riego, en contraste, responde a un mecanismo diferente. La variación estacional del LAI de la agricultura de riego, en BATS, va de un índice de 6 en el verano a uno de 0.5 en el invierno; otros factores importantes, como la humedad del suelo, también varían estacionalmente. Estas variaciones pueden explicar que el efecto de enfriamiento tenga una respuesta similar en ambas estaciones, ya que el esquema de transferencia biosfera-atmósfera considera una estacionalidad con respecto al riego que se ajusta a la época seca y la época húmeda. Por el contrario, el efecto de la anomalía de precipitación anual sí tuvo influencia en la intensidad del enfriamiento. Thiery *et al.* 2017, encontraron que el efecto de enfriamiento de la agricultura de riego era mayor durante periodos secos y cálidos, lo cual coincide con los resultados de esta tesis. 1997-1998 fue un año que presentó un déficit de precipitación y una anomalía positiva de temperatura. El efecto del riego tuvo un papel más importante en el aporte a los flujos de calor latente cuando las condiciones fueron más secas y más cálidas de lo normal.

En la precipitación, en general, la respuesta fue más homogénea espacialmente durante la época húmeda y más heterogénea durante la época seca. Esto podría deberse a que la

precipitación en la estación húmeda está determinada por fenómenos atmosféricos de gran escala; mientras que en la estación seca dominan fenómenos más locales. En el año que fue más seco de lo normal (1997-1998) dominó el aumento de precipitación, principalmente hacia el norte de la región, en donde hubo una mayor expansión de la agricultura de riego. Por otro lado, en el año más húmedo de lo normal (2013-2014) dominó la disminución de la precipitación a lo largo de toda la costa, principalmente en las regiones en donde hubo una mayor expansión del pastizal. Si se considera que el efecto de la expansión de la agricultura de riego es aumentar la precipitación, estos resultados serían coherentes con lo encontrado para la temperatura, en la que se determinó que la agricultura de riego tiene mayor influencia ante condiciones más secas y cálidas de lo normal. En cuanto a la deforestación (especialmente en el cambio de selva perennifolia a pastizal) los resultados indican que el impacto en la precipitación es más intenso durante el año más seco de lo normal. Sin embargo, es necesario profundizar en los mecanismos que explican esta condición.

Se ha estudiado que la respuesta del clima al cambio de cobertura del suelo depende de la extensión geográfica del cambio. Entre mayor sea la extensión del cambio en la cobertura de la superficie, más homogéneo será su efecto en el clima regional (Malishev *et al.* 2015, Li *et al.* 2016). En la Costa Central del Golfo de México, esto se comprobó al comparar los resultados del cambio de la cobertura de 1980 a la cobertura de 2010, y el cambio de la vegetación primaria a la cobertura de 2010. Principalmente el cambio de la selva perennifolia por pastizales inducidos tuvo un efecto de calentamiento más intenso conforme la extensión del cambio fue mayor.

Uno de los mayores retos en las investigaciones que estudian la interacción entre la atmósfera y la superficie es la escala de los fenómenos. El estudio de los procesos atmosféricos ha tenido un mayor desarrollo hacia la escala global, mientras que el estudio de los procesos biológicos se ha estudiado con mayor detalle a nivel local. Por esta razón, fue compleja la determinación de una escala en la que el cambio de cobertura del suelo y las variables atmosféricas se acoplaran. La fragmentación de la vegetación natural en la escala local, es decir la tala de bosques que no llega a cambiar totalmente el tipo de cobertura a nivel regional, es un fenómeno presente en muchos bosques en México. Es probable que el modelo

4. Discusión

RegCM no pueda representar el efecto de esta fragmentación, debido a la resolución de las corridas (20km). Sin embargo, un bosque fragmentado también refleja un cambio en el ecosistema que puede afectar la evapotranspiración y los flujos de calor latente a nivel regional. Esto podría implicar que la deforestación tenga un efecto biogeofísico más intenso que el que se registró en los experimentos de esta tesis, ya que en los resultados no se ven reflejados los procesos que ocurren en escalas más locales. El estudio del efecto de este tipo de deforestación queda abierto para futuras investigaciones, ya que profundizar en el conocimiento del signo y la magnitud de la respuesta de la temperatura y la precipitación a los mecanismos biogeofísicos del cambio de cobertura del suelo, beneficiará a la toma de decisiones sobre el manejo de los recursos agrícolas y forestales en la región.

Conclusiones

El desarrollo de una línea de investigación en México que evalué el efecto biogeofísico del cambio de cobertura del suelo en el clima, es necesario para la evaluación de cambios regionales en el clima futuro, especialmente en las regiones que tienen un mayor crecimiento de actividades humanas como la Costa Central del Golfo de México. Los mecanismos biogeoquímicos también tendrían que tomarse en cuenta para hacer una evaluación completa del efecto del cambio de cobertura del suelo en el clima de esta región. Estudiar estos efectos permitirá tener una mayor comprensión de la contribución del cambio de cobertura del suelo a las tendencias de temperatura y precipitación en México.

Con el fin de reducir la incertidumbre, relacionada con el uso del modelo RegCM, pueden realizarse ensambles de experimentos, modificando las condiciones iniciales del modelo, e incluso, evaluar su desempeño comparado con otros modelos regionales como el *Weather Research and Forecasting Model* (WRF). También podrían realizarse experimentos con modelos globales de alta resolución como el *Icosahedral non-hydrostatic* (ICON), con el fin de reducir la incertidumbre relacionada con las condiciones de frontera del modelo regional. Sin embargo, en ambos casos se requeriría de una gran capacidad de procesamiento computacional.

En la Costa Central del Golfo de México se observó que la deforestación tiene un efecto biogeofísico de calentamiento, mientras que la agricultura de riego tiene un efecto de enfriamiento. El efecto de calentamiento fue de mayor magnitud durante la estación húmeda, y no tuvo una variación importante entre un año más seco y un año más húmedo de lo normal. Por otro lado, el efecto de enfriamiento de la agricultura de riego fue más importante durante el año seco que en el año húmedo, y no tuvo grandes variaciones estacionales. El principal

Conclusiones

controlador de estos cambios fue la diferencia de la evapotranspiración, que afectó directamente los flujos de calor en la ecuación de balance de energía en superficie.

La respuesta de la precipitación tuvo resultados menos consistentes. Sin embargo, de manera general, se observó un aumento de la precipitación asociado con la agricultura de riego (principalmente en el año más seco), y una disminución de la precipitación se asoció con algunas de las regiones de mayor deforestación (principalmente en el año más húmedo). Los resultados parecen estar ligados también al cambio en la evapotranspiración y en la rugosidad. Es probable que el efecto en la precipitación pudiera observarse mejor a nivel local, siendo este uno de los puntos a profundizar en futuras investigaciones.

El trabajo futuro también se enfocará en profundizar en el estudio de la relación de la atmósfera y la superficie terrestre. En estudios previos se ha evaluado el efecto del clima en los ecosistemas de esta región, en los que se ha concluido que la vegetación responde, principalmente, a la variabilidad de la precipitación (Arriola *et al.* 2017, Colditz *et al.* 2017). Complementar estos estudios con la investigación aquí presentada permitirá el análisis de propuestas para mitigar las tendencias de temperatura y precipitación en el país, a partir del manejo de los recursos agrícolas y forestales.

Agradecimientos

Agradezco a la institución que me ha permitido acceder a una formación académica de excelente calidad: la Universidad Nacional Autónoma de México (**UNAM**), a través de su **Posgrado en Geografía**. También agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**CONACYT**) por la beca otorgada para realizar mis estudios de maestría.

A mi asesora de tesis, la **Dra. Leticia Gómez Mendoza** (FFyL-UNAM), por guiar esta investigación y por el apoyo, conocimiento e ideas que siempre me ha brindado en cada proyecto en el que hemos colaborado. Por su calidad humana y por su amistad.

A mis sinodales, por sus conocimientos y tiempo invertidos en esta investigación. Al **Dr. Juan Matías Méndez Pérez** (LCA-UV) le agradezco por haberme recibido en su universidad y haberme compartido su amplia experiencia en la implementación del modelo RegCM. Al **Dr. Ernesto Caetano Neto** (IGg-UNAM) le agradezco sus consejos y aportes, que desde el planteamiento de la investigación siempre la llevaron a mejorar. Gracias al **Dr. David M. Zermeño Díaz** (FFyL-UNAM) por el ánimo y por sus comentarios, expertos y acertados, que guiaron buena parte de la interpretación de los resultados. Y al **M. en C. René Garudño López** (CCA-UNAM), por su revisión detallada que llevó a importantes correcciones y puntualizaciones.

Por sus aportes en la clasificación de las coberturas de INEGI para adaptarlas a BATS, al **Mtro. José Manuel Espinoza Rodríguez** (FFyL-UNAM) y al **Dr. René Colditz** (CONABIO). A quienes también agradezco por ser una fuente de inspiración para mí.

A **Armenia Franco** y **Clemente López** por el apoyo en el planteamiento inicial del proyecto con el modelo RegCM y en la descarga de datos del reanálisis ERA-Interim.

A los maestros y organizadores del **Taller de Modelación Climática Regional**, llevado a cabo del 22 al 25 de noviembre de 2016, en las instalaciones del INECC.

A la **Dra. Julia Pongratz** por su amable recibimiento en el Instituto Max Planck de Meteorología en Hamburgo, y por sus aportes y comentarios a esta tesis.

Al **Dr. Bradford Barret** por su clase de Meteorología Sinóptica, en la que obtuve grandes conocimientos y experiencias que apliqué en este trabajo.

A mis compañeros más cercanos de la Maestría en Geografía: **Alma Espinoza, Lourdes Bello y Gabriel Araiza**, y también a **Alejandra Franco, Yordan Ruíz, Maryoli Versáñez, Beatriz Reyes, Andrés Barranco, Itzel Solís, Emma Cesta, Melissa Percara y Gerardo Rodríguez**. En cada platica que compartimos, mi gusto y orgullo por la Geografía creció. Gracias por compartir conmigo este tiempo.

Por su apoyo y compañerismo durante mi estancia en la Universidad Veracruzana, a **Daniela Monterde, Saúl Jiménez, Jesús Rodríguez y Juan Cerón**. A **Shalon Rojas Lagunes** por brindarme también su hospitalidad y amistad. A **Fernando Salas Martínez** por compartirme sus experiencias y las lecciones aprendidas de su trabajo de tesis. Un agradecimiento especial a **Hiram Abif Meza Landero**, quien me brindó su ayuda en la instalación del modelo RegCM, en sus distintas versiones, y siempre que tuve dudas o estuve en problemas. Gracias por ser una persona tan dispuesta a ayudar.

A mis compañeros del posgrado en Ciencias de la Tierra: **Josele Rosas, Diego Salazar, Edgar Dolores, Karla Pereyra, Juliet Perdigón y Yanet Díaz**, de quienes he aprendido mucho, y me ayudaron cuando estuve en apuros.

En el plano personal, me es muy importante mencionar a mis amigos: **Iván Gómez, Aline Bastida, Sheila Sánchez, Lizbeth Muñoz y Alfredo Morales**, por ser motores de alegría. De igual manera a mis raíces y a la gente que me ha formado y acompañado: mi familia **Arriola-Cardozo**, mi familia **Villanueva-Solorio** y mi familia **González-Ordaz**.

Quiero concluir esta sección con un agradecimiento muy especial al **M. en C. Diego Jiménez de la Cuesta Otero**, quien con su amplio conocimiento en física y matemáticas me apoyó en todo momento cuando estuvo cerca y también a pesar de la distancia. Gracias por ser una inspiración para mí, y por enseñarme las bondades del mundo de la programación científica. Tu apoyo siempre será invaluable para mí porque alegras mi vida.

Dedicatorias

Este esfuerzo lo quiero dedicar a mi familia, y muy especialmente a mi mamá: *María Luisa Leticia Villanueva Solorio*, quien me ha brindado su apoyo incondicional y me ha dado el ánimo que muchas veces me hizo falta. Siempre serás un ejemplo de vida para mí.

Lo dedico a *Susana Jiménez de la Cuesta Otero* quien es una hermosa persona y, junto a *Albert*, me ha dado un inmenso cariño. También a *Javier Jiménez de la Cuesta Otero*, porque juntos me han hecho sentir parte de una nueva familia.

A mis entrañables amigos de vida: *Iván Alejandro Gómez Serrano* y *Aline Mariana Martínez Bastida*, con quienes espero seguir construyendo un futuro esperanzador. Su gran corazón me ha inspirado a luchar cada día por ser una persona mejor.

Para *Diego Jiménez de la Cuesta Otero*, quien ha compartido conmigo penas y alegrías, triunfos y tropiezos. Diego, por el amor tan grande que me tienes y que yo te tengo, espero que el destino siempre nos mantenga juntos y que la ciencia nos inspire a crecer.

Referencias

- Abiodun, B. J., J. S. Pal, E. A. Afiesimama, W. J. Gutowski y A. Adedoyin (2008). Simulation of West African monsoon using RegCM3 Part II: impacts of deforestation and desertification. *Theoretical and Applied Climatology*, 93(3–4), 245–261. <https://doi.org/10.1007/s00704-007-0333-1>
- Ali, S., L. Dan, C. B. Fu y Y. Yang (2015). Performance of Convective Parameterization Schemes in Asia Using RegCM: Simulations in Three Typical Regions for the Period 1998 – 2002. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32, 715–730. <https://doi.org/10.1007/s00376-014-4158-4.1>
- Arriola, V., L. Gómez-Mendoza y L. Galván (2017). Variabilidad climática y su impacto en la vegetación en México. En: L. Gómez-Mendoza, ed. *Clima, naturaleza y sociedad*. Bonilla Artigas Editores – UNAM. Pág. 219–42599-118. ISBN: 978-607-8450-96-1.
- Avila, F. B., A. J. Pitman, M. G. Donat, L. V. Alexander y G. Abramowitz (2012). Climate model simulated changes in temperature extremes due to land cover change, *Journal of Geophysical Research*, 117, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2011JD016382>
- Barradas, V., J. Cervantes, A. D. Muñoz y B. San Cristóbal (2008) El efecto del cambio del uso del suelo en el clima de la zona central montañosa del estado de Veracruz. Unión Geofísica Mexicana. Reunión anual 2008, Jalisco, México.
- Brovkin, V., L. Boysen, V. K. Arora, J. P. Boisier, P. Cadule, L. Chini, M. Claussen, P. Friedlingstein, V. Gayler, B. van den Hurk, C. Hurtt, C. Jones, E. Kato, N. de Noblet, F. Pacifico, J. Pongratz y M. Weiss (2013). Effect of anthropogenic land-use and land-cover changes on climate and land carbon storage in CMIP5 projections for the twenty-first century. *Journal of Climate*, 26(18), 6859–6881. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00623.1>
- Colditz, R., V. Arriola, I. Tecuapetla y L. Gómez-Mendoza (2017). Temporal relationships between daily precipitation and NDVI time series in Mexico. *9th International Workshop on the Analysis of Multitemporal Remote Sensing Images*. DOI: 10.1109/Multi-Temp.2017.8035202.
- Dickinson, R. E. (1992). Land surface. En K. Trenberth, ed. *Climate system modeling*. Pág. 149–171. Cambridge University Press, ISBN 9780521432313.
- Diro, G. T., S. A. Rauscher, F. Giorgi y M. A. Tompkins (2012). Sensitivity of seasonal climate and diurnal precipitation over Central America to land and sea surface schemes in RegCM4. *Climate Research*, 52, 31–48. <https://doi.org/10.3354/cr01049>

- Elguindi, N., X. Bi, F. Giorgi, B. Nagarajan, J. S. Pal, F. Solmon, S. Rauscher, A. Zakey y G. Giuliani, (2011). Regional Climatic Model RegCM User Manual Version 4.3. *The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics*, 32 pp.
- Emanuel, K. A. (1991). A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*.
- Espinosa, M, O. Peralta y T. Castro (2015). Ciclos biogeoquímicos. En: Reporte Mexicano de Cambio Climático. Grupo I: Bases Científicas. Modelos y Modelación. UNAM-PINCC. Pág. 157-176.
- Findell, K., A. J. Pitman, M. H. England, y P. J. Pegion (2009). Regional and Global Impacts of Land Cover Change and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 22, 3248–3269. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2580.1>
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason y C.M. Rummukainen (2013). Evaluation of Climate Models. En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribución al Quinto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Cambridge University Press.
- Franco, A. (2015). Predictibilidad del clima de México y reducción de escala dinámica. Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. 110 pp.
- Fuentes-Franco, R., F. Giorgi, E. Coppola y K. Zimmermann (2016). Sensitivity of tropical cyclones to resolution, convection scheme and ocean flux parameterization over Eastern Tropical Pacific and Tropical North Atlantic Oceans in the RegCM4 model. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3357-3>
- Gao, X., D. Zhang, Z. Chen, J. S. Pal y F. Giorgi (2001). Land use effects on climate in China as simulated by a regional climate model. *Science China Earth Sciences*, 50(4), 620–628. <https://doi.org/10.1007/s00376-001-0036-y>
- García, E. (2003). Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas*, 50, 67–76.
- Giorgi, F., B. Hewitson, J. Christensen, M. Hulme, H. Von Storch, P. Whetton, R. Jones, L. Mearns y C. Fu (2001). Regional Climate Information—Evaluation and Projections. *Geological and Atmospheric Sciences Publications*. 110. http://lib.dr.iastate.edu/ge_at_pubs/110
- Giorgi, F., Coppola, F. Solmon, L. Mariotti, M.B. Sylla, X. Bi, N. Elguindi, G. T. Diro, V. Nair, G. Giuliani, U. U. Turuncoglu, S. Cozzini, I. Güttler, T. A. O’Brien, A. B. Tawfik, A. Shalaby, A. S. Zakey, A. L. Steiner, F. Stordal, L. C. Sloan y C. Brankovic (2012). RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52, 7–29. <https://doi.org/10.3354/cr01018>

- Gómez-Mendoza, L., D. Ocaña y C. Neri (2009). Diagnóstico del cambio del uso de suelo en la zona costera del Golfo de México. En J. Buenfil (Ed.), *Adaptación a los impactos del cambio climático en los humedales costeros del Golfo de México* (p. 375). México: INE-SEMARNAT.
- Grassi, G., J. House, F. Dentener, S. Federici, M. den Elzen y J. Penman (2017). The key role of forests in meeting climate targets requires science for credible mitigation. *Nature Climate Change*, 7(3), 220–226. <https://doi.org/10.1038/nclimate3227>
- Grell, G. A. (1993). Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations. *Monthly Weather Review*.
- Hirsch, A. L., M. Wilhelm, E. L. Davin, W. Thiery, y S. I. Seneviratne (2017). Can climate-effective land management reduce regional warming? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 22, 2269–2288. <https://doi.org/10.1002/2016JD026125>
- Im, E. S., M. P. Marcella y E. Eltahir (2013). Impact of Potential Large-Scale Irrigation on the West African Monsoon and its Dependence on Location of Irrigated Area. *Journal of Climate*, 27, 994–1009. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00290.1>
- Jáuregui, E. (2005). Possible impact of urbanization on the thermal climate of some large cities in México. *Atmósfera*, 18(4), 247–248.
- Kueppers, L. M., M. A. Snyder y L. C. Sloan (2007). Irrigation cooling effect: Regional climate forcing by land-use change. *Geophysical Research Letters*, 34(3), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL028679>
- Kvalevåg, M. M., G. Myhre, G. Bonan y S. Levis (2010). Anthropogenic land cover changes in a GCM with surface albedo changes based on MODIS data. *International Journal of Climatology*, 30(13), 2105–2117. <https://doi.org/10.1002/joc.2012>
- Lambin, E. y H. Geist (2006). Land use and land cover change. Local processes and global impacts, Berlin: *Springer*. 222 pp.
- Lejeune, Q., E. L. Davin, B. P. Guillod y S.I. Seneviratne (2015). Influence of Amazonian deforestation on the future evolution of regional surface fluxes, circulation, surface temperature and precipitation. *Climate Dynamics* 44, 2769–2786. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2203-8>
- Lejeune, Q., S. I. Seneviratne, y E. L. Davin (2017). Historical Land-Cover Change Impacts on Climate: Comparative Assessment of LUCID and CMIP5 Multimodel Experiments. *Journal of Climate*, 30, 1439–1459. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0213.1>
- Li, Y., N. De Noblet-Ducoudré, E. L. Davin, S. Motescharrei, N. Zeng, S. Li y E. Kalnay (2016). The role of spatial scale and background climate in the latitudinal temperature response to deforestation. *Earth System Dynamics*, 7(1), 167–181. <https://doi.org/10.5194/esd-7-167-2016>

- Lian, L., y J. Shu (2009). Simulation of Effects of Grassland Degradation on Regional Climate over Sanjiangyuan Region in Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Meteorologica Sinica*, 23, 350–362.
- Liu, S., B. Bond-Lamberty, L. R. Boysen, J. D. Ford, A. Fox, K. Gallo, J. Hatfield, G. M. Henebry, T. G. Huntington, Z. Liu, T. R. Loveland, R. J. Norby, T. Sohl, A. L. Steiner, W. Yuan, Z. Zhang y S. Zhao (2017). Grand challenges in understanding the interplay of climate and land changes. *Earth Interactions*, 21(2). <https://doi.org/10.1175/EI-D-16-0012.1>
- Mahmood, R., R. A. Pielke, K. Hubbard, D. Niyogi, P. Dirmeyer, C. McAlpine, A. Carleton, R. Hale, S. Gameda, A. Beltrán-Przekurat, B. Baker, R. McNider, D. R. Legates, M. Shepherd, J. Du, P. Blanken, O. W. Frauenfeld, U. S. Nair y S. Fall (2014). Review: Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. *International Journal of Climatology*, 34, 929–953. <https://doi.org/10.1002/joc.3736>
- Malyshev, S., E. Shevliakova, R. J. Stouffer y S. Pacala (2015). Contrasting Local versus Regional Effects of Land-Use-Change-Induced Heterogeneity on Historical Climate: Analysis with the GFDL Earth System Model. *Journal of Climate*, 5448–5469. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00586.1>
- Mateo-Rodríguez, J. M., y M. Bollo-Manet (2016). La Región como categoría geográfica. *Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental (CIGA-UNAM)*, 106 pp. ISBN: 978-607-02-7913-3.
- Martínez-Castro, D., A. Vichot-Llano, A. Benzanilla, A. Centella, J. Campbell y V. Viloria (2016). Performance of RegCM-4.3 over the Caribbean region using different configurations of the Tiedtke convective parametrization scheme. *Revista de Climatología*. 16, 77-98. ISSN 1578-8768.
- Mendoza-González, G., M. L. Martínez, D. Lithgow, O. Pérez-Maqueo y P. Simonin (2012). Land use change and its effects on the value of ecosystem services along the coast of the Gulf of Mexico. *Ecological Economics*, 82, 23–32. <https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2012.07.018>
- Mölders, N. (2012). Land use-land cover change. Impact on climate and air quality. *Springer*. 190 pp. ISBN 978-94-007-1526-4.
- Moreno-Casasola, P., H. López-Rosas y K. Rodríguez-Medina (2012). From Tropical Wetlands to Pastures in the Coast of the Gulf of Mexico. *Pastos*, 42(2), 185–217. ISSN: 0210-1270.
- Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura y H. Zhang (2013). Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribución al Quinto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Cambridge University Press.
- Otieno, V. O. y R. O. Anyah (2012). Effects of land use changes on climate in the Greater Horn of Africa. *Climate Research*, 52(1), 77–95. <https://doi.org/10.3354/cr01050>

- Pal, J. S., F. Giorgi, X. Bi, N. Elguindi, F. Solmon, X. Gao, S. Rauscher, R. Francisco, A. Zakey, J. Winter, M. Ashfaq, F. S. Syed, J. L. Bell, N. S. Differbaugh, J. Karmacharya, A. Konari, D. Martinez, R. P. Da Rocha, L. C. Sloan y A. L. Steiner (2007). Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCM3. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9), 1395–1409. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-9-1395>
- Pielke, R. A., A. Pitman, D. Niyogi, R. Mahmood, C. McAlpine, F. Hossain, K. K. Goldewijk, U. Nair, R. Betts, S. Fall, M. Reichstein, P. Kabat y N. de Noblet (2011). Land use/land cover changes and climate: Modeling analysis and observational evidence. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 828–850. <https://doi.org/10.1002/wcc.144>
- Pitman, A. J., G. T. Narisma, R. A. Pielke y N. J. Holbrook (2004). Impact of land cover change on the climate of southwest Western Australia. *Journal of Geophysical Research*, 109(D18), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2003JD004347>
- Pitman, A. J., N. de Noblet, F. T. Cruz, E. L. Davin, G. B. Bonan, V. Brovkin, M. Claussen, C. Delire, L. Ganzeveld, V. Gayler, B. van den Hurk, P. J. Lawrence, M. K. van der Molen, C. Müller, C. H. Reick, S. I. Seneviratne, B. J. Strengers, y A. Voltaire (2009). Uncertainties in climate responses to past land cover change: First results from the LUCID intercomparison study. *Geophysical Research Letters*. 36, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2009GL039076>
- Pongratz, J., C. H. Reick, T. Raddatz y M. Claussen (2010). Biogeophysical versus biogeochemical climate response to historical anthropogenic land cover change. *Geophysical Research Letters*, 37(8), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2010GL043010>
- Reyes, H., M. A. Robledo, J. R. Aguirre e I. Trejo (2006). Cambios en la cubierta vegetal y uso del suelo en el área del proyecto Pujal-Coy, San Luis Potosí, México, 1973-2000. *Investigaciones Geográficas*, 59, 26–42. ISSN 0188.
- Salas, F. (2016). Impacto del cambio de uso de suelo y vegetación en el transporte de humedad en las costas del Golfo de México. Tesis de licenciatura. Facultad de Instrumentación Electrónica. Universidad Veracruzana.
- Salazar, A., J. Katzfey, M. Thatcher, J. Syktus, K. Wong, y C. McAlpine (2016). Deforestation changes land-atmosphere interactions across South American biomes. *Global and Planetary Change*, 139, 97–108. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.01.004>
- Sánchez, N., R. Garduño, R. Vidal y R. Sánchez (2012). Climate change in NE Mexico: influence of the North Atlantic Oscillation. *Investigaciones Geográficas*, 78, 7–18. ISSN 0188-4611
- Sellers, P. J. (1992). Biophysical models of land surface processes. En K. Trenberth (Ed.), *Climate system modeling*. Pág. 451–490. Cambridge University Press. ISBN 9780521432313.
- Stocker, T. (2011). Introduction to Climate Modelling. *Springer*. 182 pp. ISBN 978-3-642-00773-6.

- Stull, R. (2011). *Meteorology for Scientists and Engineers*. 3era Edición. *Univ. of British Columbia*. 938 pp. ISBN 978-0-88865-178-5
- Tiedtke, M. (1989). A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*.
- Thiery, W., E. L. Davin, D. M. Lawrence, M. Hauser, S. I. Seneviratne y A. L. Hirsch (2017). Present-day irrigation mitigates heat extremes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 122, 1403–1422. <https://doi.org/10.1002/2016JD025740>
- van der Molen, M. K., A. J. Dolman, M. J. Waterloo y L. A. Bruijnzeel (2006). Climate is affected more by maritime than by continental land use change: A multiple scale analysis. *Global and Planetary Change*, 54(1–2), 128–149. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.05.005>
- Wang, G., Ahmed, K. F., You, L., Yu, M., Pal, J., & Ji, Z. (2017). Projecting regional climate and cropland changes using a linked biogeophysical-socioeconomic modeling framework: 1. Model description and an equilibrium application over West Africa. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6, 513–526. <https://doi.org/doi:10.1002/2016MS000721>
- Wei, X., A. Hahmann, R. E. Dickinson, Z. L. Yang, X. Zeng, K. Schaudt, C. B. Shaaf y N. Strugnell (2001). Comparison of albedos computed by land surface models and evaluation against remotely sensed data. *Journal of Geophysical Research*, 106(D18), 20687–20702. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2001JD900218/full>

Cartografía y bases de datos

- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. Beljaars, L. van den Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut y F. Vitart (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 137, 553-597
<https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Funk, C., P. Peterson, M. Landsfeld, D. Pedreros, J. Verdin, S. Shukla, G. Husak, J. Rowland, L. Harrison, A. Hoell y J. Michaelsen (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 1–21.
<https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Harris, I., P. D. Jones, T. J. Osborn y D. H. Lister (2014), Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology* 34, 623-642. <https://doi.org/10.1002/joc.3711>
- Huang, B., V. F. Banzon, E. Freeman, J. Lawrimore, W. Liu, T. C. Peterson, T. M. Smith, P. W. Thorne, S. D. Woodruff, y H. M. Zhang (2015). Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST.v4). Part I: Upgrades and intercomparisons. *Journal of Climate*. 28, 911–930.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00006.1>
- INEGI (1985). Carta de uso del suelo y vegetación, Serie I. Escala 1: 250,000.
- INEGI (2003). Carta de Vegetación Primaria. Escala 1:1,000,000.
- INEGI (2014). Carta de uso del suelo y vegetación, Serie V. Escala 1: 250,000.
- INEGI (2014). Guía para la interpretación de cartografía: Uso del suelo y vegetación. Escala 1:250,000. Serie V, 195. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Declaración de ética académica: “Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce (en la copia física) que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.”